

Université de Montréal

**L'influence des glaciations dans les zones de haute altitude de la
Gaspésie septentrionale, Québec.**

par

Maryse Hénault-Tessier

Département de géographie

Faculté des arts et des sciences

Mémoire présenté à la Faculté des études supérieures
en vue de l'obtention du grade de Maître ès science (M.sc.)
en géographie

Mars 2006

© Maryse Hénault-Tessier, 2006



G

59

U54

2006

V.019

AVIS

L'auteur a autorisé l'Université de Montréal à reproduire et diffuser, en totalité ou en partie, par quelque moyen que ce soit et sur quelque support que ce soit, et exclusivement à des fins non lucratives d'enseignement et de recherche, des copies de ce mémoire ou de cette thèse.

L'auteur et les coauteurs le cas échéant conservent la propriété du droit d'auteur et des droits moraux qui protègent ce document. Ni la thèse ou le mémoire, ni des extraits substantiels de ce document, ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans l'autorisation de l'auteur.

Afin de se conformer à la Loi canadienne sur la protection des renseignements personnels, quelques formulaires secondaires, coordonnées ou signatures intégrées au texte ont pu être enlevés de ce document. Bien que cela ait pu affecter la pagination, il n'y a aucun contenu manquant.

NOTICE

The author of this thesis or dissertation has granted a nonexclusive license allowing Université de Montréal to reproduce and publish the document, in part or in whole, and in any format, solely for noncommercial educational and research purposes.

The author and co-authors if applicable retain copyright ownership and moral rights in this document. Neither the whole thesis or dissertation, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

In compliance with the Canadian Privacy Act some supporting forms, contact information or signatures may have been removed from the document. While this may affect the document page count, it does not represent any loss of content from the document.

Université de Montréal
Faculté des études supérieures

Ce mémoire intitulé :

L'influence des glaciations dans les zones de
haute altitude de la Gaspésie septentrionale, Québec.

présenté par :

Maryse Hénault-Tessier

a été évalué par un jury composé des personnes suivantes :

Dr Mireille Bouchard (Université du Québec à Montréal)

Dr François Courchesne (Université de Montréal)

Dr James Gray (directeur de recherche, Université de Montréal)

Sommaire

En Gaspésie, la répartition inégale des évidences glaciaires et les variations morphologiques régionales laissent croire que les glaciers ont eu un impact différent en fonction de l'altitude. En effet, les évidences glaciaires sont moins perceptibles en zone sommitale que dans les vallées. De plus, sur les hauts plateaux, la présence de diverses structures d'altération physicochimique (tors, felsenmeers et saprolites) suscite un questionnement quant à la capacité érosive de la glace.

Les recherches antérieures n'ont pas pu démontrer clairement si ces altérations ont survécu aux glaces wisconsinienne, et divers modèles ont été proposés afin d'expliquer leur présence: **a)** l'école de pensée minimaliste suggère que la préservation de ces structures est due à des nunataks et à des calottes de glace locale à base froide ayant un faible potentiel érosif; **b)** les modèles maximalistes proposent plutôt qu'un changement de régime thermique à la base de l'inlandsis a permis la conservation des altérations.

Ce mémoire a pour objectifs de clarifier quelle fut l'influence des glaciations en fonction de l'altitude et de déterminer quel modèle glaciaire permet le mieux d'expliquer les variations morphologiques observables.

Une analyse multiéchelle a été favorisée pour étudier les traces d'action glaciaire et les traces d'altération physicochimique. À microéchelle, les analyses de sols révèlent que les sols les plus altérés se trouvent en zone sommitale tandis que l'analyse exoscopique de grains de sable indique que de nombreux agents géomorphologiques sont responsables de l'altération des sites sommitaux. À mésoéchelle, la dispersion des erratiques dévoile un mouvement glaciaire en provenance des monts McGerrigle vers le sud-ouest tandis que l'absence de blocs de gneiss précambrien ne permet pas d'appuyer l'hypothèse du passage de l'inlandsis. À macroéchelle, l'analyse du ravinement et des profils des vallées montre que l'action glaciaire a été plus importante sur le pourtour des hauts plateaux et dans les cols de tête des vallées principales.

Cette recherche constitue un important apport à la modélisation de la dynamique glaciaire de la Gaspésie. Selon les résultats obtenus, des glaciers de plateaux et des calottes locales ayant une capacité érosive restreinte auraient permis la préservation des altérations. La combinaison originale des techniques utilisées ici contribue ainsi à établir une reconstitution paléogéographique de plus en plus précise des événements glaciaires de la péninsule.

Mots clés : altération physicochimique, minéraux secondaires, sols altérés, exoscopie, erratiques, calotte locale, glace à base froide.

Table des matières

Résumé	iv
Liste des tableaux	xi
Liste des figures	xiii
Liste des symboles	xvii
Remerciements	xviii
Chapitre 1 : Introduction	1
1.1 Présentation du sujet	1
1.1.1 Mise en contexte	1
1.1.2 Les formes d'altération physicochimique en Gaspésie	2
1.2 Travaux antérieurs	3
1.2.1 Les modèles d'englaciation de la Gaspésie	3
a) L'hypothèse minimaliste	3
b) L'hypothèse maximaliste	5
1.2.2 La déglaciation de la péninsule : principales données	7
1.3 Problématique	9
Chapitre 2 : Objectifs et méthodologie	11
2.1 Objectifs spécifiques de recherche	11
2.2 Région à l'étude	12
2.2.1 Description et localisation de la région	12
2.2.2 Géologie	14
2.2.3 Physiographie	17
2.2.4 Climat et végétation	19
2.2.5 Sites choisis	21
2.3 Méthodologie générale	26

Chapitre 3 : L'altération des sols gaspésiens : un indice de l'action glaciaire .. 28

3.1	Introduction : caractéristiques physicochimiques des sols des Appalaches	28
3.2	Méthodes de terrain et de laboratoire utilisées	29
3.2.1	Sites d'excavation pour les analyses pédologiques	29
3.2.2	Méthode de laboratoire pour les analyses physicochimiques	32
3.3	Résultats des analyses chimiques sur l'altération des sols en fonction de l'altitude	35
3.3.1	Minéralogie et granulométrie des argiles pour les sites de la zone sommitale et de la zone de transition	37
a)	Le cas des monts Albert et Olivine	37
b)	Les stocks granitiques et felsiques (tous les sommets à l'exclusion de ceux des monts Albert et Olivine)	39
3.3.2	Minéralogie et granulométrie des argiles pour les sites de la zone d'action glaciaire	41
3.3.3	Index d'altération pour les minéraux argileux	43
3.3.4	Les concentrations des oxydes de Si, Fe, Al en fonction de l'altitude	44
3.4	Analyse de profils verticaux	50
3.4.1	Caractéristiques des différents profils	51
a)	Les profils des sites de la zone d'action glaciaire évidente (CH-06, CH-07)	51
b)	Les profils des sites de la zone sommitale (BL-01, AI-02, CH-02)	53
c)	Un site particulier : le mont Chauve (CH-02)	55
3.5	Discussion : l'altération relative des sols sommitaux vs les sols de basse altitude	59
3.5.1	L'altération révélée par les concentrations en oxydes	59
3.5.2	La signification des minéraux argileux	61
3.5.3	Comparaison des sites à l'étude avec des saprolites appalachiens	66

a) Description d'un saprolite appalachien	66
b) Des saprolites dans la zone sommitale de la région à l'étude?	68
3.6 Conclusion : l'influence des glaciations révélée par les analyses chimiques et la minéralogie des argiles	69

Chapitre 4 : Analyses morphologiques des grains de quartz

4.1 La pertinence de l'utilisation de l'exoscopie pour déterminer l'influence des glaciations	71
4.2 Échantillonnage et préparation	72
4.3 Résultats des analyses exoscopiques	78
4.3.1 Forme et relief des grains	78
4.3.2 Microtextures d'altération physique et chimique	80
4.3.3 La pondération des observations et les ratios altération physique/ altération chimique	83
4.4 Interprétation des résultats	86
4.4.1 La signification des traces observées sur les échantillons en provenance des monts Torngat, et de la Virginie	86
4.4.2 Les différentes zones de la Gaspésie : un ensemble de processus complexes	88
a) La zone sommitale	88
b) Le cas du mont Chauve : un site particulier de la zone sommitale	91
c) La zone de transition	93
d) La zone d'action glaciaire évidente	93
4.5 L'histoire glaciaire révélée par l'analyse des grains de sable	94
4.6 Conclusion du chapitre	98

Chapitre 5 : Caractérisation des formes à grande échelle : le modelé glaciaire vs les formes d'altération physicochimique

5.1 Introduction	99
------------------------	----

5.2	Méthodologie pour l'analyse des formes à grande échelle	101
5.3	Le modelé glaciaire	102
5.3.1	Analyse des profils de différentes vallées	102
a)	Les vallées Sainte-Anne et Cascapédia	104
b)	Les vallées secondaires	109
5.3.2	Analyse des profils des cirques	114
a)	Distribution spatiale et description des cirques	114
b)	Les cirques : révélateurs du type de glaciation	116
5.3.3	Le ravinement, un indice de l'érosion glaciaire?	119
5.3.4	Synthèse du modelé glaciaire	123
5.4	La dispersion des erratiques	125
a)	La dispersion des erratiques de granite et de cornéenne	126
b)	La dispersion des erratiques de péridotite	128
c)	La dispersion des erratiques de quartzite et de dolomie	129
d)	La dispersion des erratiques de diorite	131
e)	La dispersion des erratiques de gneiss	132
5.4.2	Le mouvement glaciaire révélé par la dispersion des erratiques	133
5.5	Distribution spatiale et altitudinale des felsenmeers et des tors	135
5.5.1	Les felsenmeers	136
5.5.2	Les tors	139
5.6	Conclusion du chapitre	143
Chapitre 6 : Synthèse et conclusion		145
6.1	Analyse des méthodes utilisées dans cette étude et synthèse des résultats obtenus	145
6.2	Modèle glaciaire	148
6.3	Les glaciations en Gaspésie : un sujet qui reste encore à approfondir	151
6.3.1	Un outil chronologique : la datation cosmogénique	151
6.3.2	La modélisation de la glace gaspésienne	155
6.4	Conclusion	157

Références	158
Annexe 1 : Résultats des analyses géochimiques (isotopes stables)	xix
Annexe 2 : Définition des différentes marques d'altérations	xxiv
Annexe 3 : Exemples de grains des différentes zones à l'étude (Planches I à VI)	xxx

Liste des tableaux

Tableau 1.1 :	Principales recherches, observations et écoles de pensée	8
Tableau 2.1 :	Description des montagnes à l'étude	25
Tableau 3.1 :	Description des sites d'échantillonnage pour les analyses pédologiques	31
Tableau 3.2 :	Tableau synthèse des analyses granulométriques et de la diffraction des argiles aux rayons X	36
Tableau 3.3 :	Pourcentage de kaolinite et de gibbsite dans la fraction argileuse des différents échantillons	37
Tableau 3.4 :	Tableau explicatif des extractions effectuées et des symboles utilisés	45
Tableau 3.5 :	Oxydes dans les sols de la Gaspésie	46
Tableau 3.6 :	Différence des concentrations d'oxydes (g/kg) et amplitude (%) existant entre la zone d'action glaciaire et la zone sommitale	48
Tableau 3.7 :	Ratio moyen Fe_a/Fe_c pour les zones sommitale, de transition et d'action glaciaire	49
Tableau 3.8 :	Description des sites ayant été analysés à diverses profondeurs ..	50
Tableau 3.9 :	Tableau récapitulatif des principales caractéristiques granulométriques et minéralogiques de la coupe CH-02	56
Tableau 4.1 :	Description des sites utilisés pour l'analyse exoscopique	74
Tableau 4.2 :	Synthèse des résultats obtenus par exoscopie sur les différents échantillons	77

Tableau 4.3 :	Textures prédominantes présentes dans les différentes zones d'analyse	82
Tableau 4.4 :	Exemple de caractérisation des différentes formes d'altérations physique et chimique	84
Tableau 4.5 :	Exemple de compilation et de pondération des marques d'altération physique et chimique	85
Tableau 4.6 :	Ratio pondéré des marques d'altération physique/ marques d'altération chimique	85
Tableau 5.1 :	Description des différents cirques	115

Liste des figures

Figure 1.1 :	Emplacement et relief général de la Gaspésie	1
Figure 2.1 :	Localisation de la région à l'étude	13
Figure 2.2 :	Principales montagnes étudiées	14
Figure 2.3 :	Unités structurales et géologie de la Gaspésie	16
Figure 2.4 :	Unités physiographiques de la Gaspésie	18
Figure 2.5 :	Modèle des zones d'altération des monts Torngat, selon Yves (1978)	22
Figure 2.6 :	Représentation schématique du modèle de zonation proposé pour le secteur à l'étude (représentation inspirée du modèle d'Ives (1978) pour les monts Torngat).	24
Figure 3.1 :	Localisation des sites d'échantillonnage pour les analyses pédologiques	32
Figure 3.2 :	Pourcentage moyen des principaux minéraux argileux pour les différentes zones altitudinales	42
Figure 3.3 :	Concentrations en oxydes d'aluminium, de fer et de silice pour chacune des zones à l'étude	47
Figure 3.4 :	Sites de la zone d'action glaciaire (tableaux récapitulatifs des ratios Fe_a/Fe_c et minéraux second./prim. et graphiques des concentrations d'oxydes)	52
Figure 3.5 :	Sites de la zone sommitale (tableaux récapitulatifs des ratios Fe_a/Fe_c et minéraux second./prim. et graphiques des concentrations d'oxydes)	54

Figure 3.6 :	Coupe de sol du site du mont Chauve et zone s'apparentant à une roche fantôme	55
Figure 3.7 :	Description de la coupe du mont Jacques-Cartier	67
Figure 4.1 :	Localisation des sites d'échantillonnage pour les analyses exoscopiques	75
Figure 4.2 :	Graphique de la forme des grains pour les diverses zones d'analyse	78
Figure 4.3 :	Graphique du relief des grains pour les diverses zones d'analyse	79
Figure 4.4 :	Graphiques des moyennes de fréquence des microtextures d'altération physique et chimique pour chacune des zones d'analyse	81
Figure 4.5 :	Ratio pondéré des marques d'altération physique/marques d'altération chimique	85
Figure 5.1 :	Localisation des vallées retenues pour des analyses physiographiques avec un SIG	103
Figure 5.2 :	Représentation de la méthode utilisée pour déterminer l'emplacement des différents profils	104
Figure 5.3 :	Sections physiographiques de la vallée de la rivière Sainte-Anne	105
Figure 5.4 :	Localisation des différents profils le long de la vallée de la rivière Sainte-Anne et exemples de profil de la section 1	106
Figure 5.5 :	Profils de forme fluviale de la section 2 de la vallée Sainte-Anne : les parois sont peu élevées et les côtés se raccordent progressivement au talweg	107
Figure 5.6 :	Profils à fond plat à l'embouchure de la rivière Sainte-Anne, causé par des remblaiements fluvio-glaciaires et marins	108

Figure 5.7 :	Localisation des profils le long de la vallée de la rivière Cascapédia	108
Figure 5.8 :	Exemples de profil de la vallée de la rivière Cascapédia	109
Figure 5.9 :	Localisation des profils le long de la vallée de la rivière du Dix- Septième Mille et exemple de profil	110
Figure 5.10 :	Localisation des profils le long de la vallée du ruisseau Isabelle et exemple de profil	110
Figure 5.11 :	Localisation de la tête de la vallée du ruisseau Isabelle et exemple de profil	111
Figure 5.12 :	Localisation des profils le long de la vallée de la rivière Sainte- Anne Nord-Est et exemple de profil	112
Figure 5.13 :	Localisation et exemple d'un profil effectué dans une vallée secondaire entre la vallée de la Cascapédia et la vallée de la rivière Sainte-Anne	113
Figure 5.14 :	Localisation des différents cirques	115
Figure 5.15 :	Exemples de profils de cirques	116
Figure 5.16 :	Carte de l'indice de ravinement pour la Gaspésie septentrionale (chaque carré a une superficie de 1km^2 et comprend 10 000 pixels) et carte géologique de la même région	121
Figure 5.17 :	Carte synthèse du modelé glaciaire du secteur à l'étude	124
Figure 5.18 :	Localisation des erratiques de granite sur les sommets gaspésiens	127
Figure 5.19 :	Dispersion des erratiques de péridotite sur les sommets gaspésiens et localisation de la moraine latérale dans le secteur au sud du mont Albert	129

Figure 5.20 :	Localisation des erratiques de quartzite de Val-Brillant et de dolomie sur les sommets gaspésiens	131
Figure 5.21 :	Dispersion des erratiques de rhyolite et de diorite sur les sommets gaspésiens	132
Figure 5.22 :	Erratique de dolomie à la surface d'un felsenmeer et coupe dans le felsenmeer, sans blocs allochtones	136
Figure 5.23 :	Localisation des zones sommitales ayant une pente de moins de 10 degrés et étant pourvues de felsenmeer ou de roche en place .	138
Figure 5.24 :	Tors sur le mont Albert et erratique de granite au sommet d'un tor	140
Figure 5.25 :	Carte des éléments morphologiques du mont Albert	142
Figure 6.1 :	Localisation des sites d'échantillonnage pour la datation cosmogénique	155

Liste des symboles

^{10}Be , ^{36}Cl , ^{26}Al , ^{14}C , ^3He , ^{21}Ne	Isotopes cosmogéniques de béryllium, de chlore, d'aluminium, de carbone, d'hélium et de néon
$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	Ratio des proportions d'oxygène 18 vs l'oxygène 16
D/H	Ratio des proportions de deutérium (hydrogène-2) vs les proportions d'hydrogène-1
AAS	Absorption atomique
DCB	Dithionite-citrate-bicarbonate
ELA	Equilibrium line altitude
Fe_a , Al_a	Fer et aluminium amorphe
Fe_c	Fer cristallin
Fe_d	Fer extrait au dithionite-citrate-bicarbonate
Fe_o , Al_o , Si_o	Fer, aluminium et silice extraits à l'oxalate d'ammonium
Fe_p , Al_p	Fer et aluminium extraits au pyrophosphate de sodium
G	Zone d'action glaciaire évidente
GPS	Global positioning system
MEB	Microscope à balayage électronique
MNE	Modèle numérique d'élévation
S	Zone sommitale
SIG	Système d'information géographique
T	Zone de transition

Remerciements

Je tiens d'abord à souligner l'aide précieuse que m'a apportée mon directeur de maîtrise, le Dr James Gray. Il m'a non seulement soutenue et guidée tout au long de ce projet de recherche, mais il m'a aussi fait connaître les richesses et les beautés de la Gaspésie. Merci à François Boulanger, directeur du Parc national de la Gaspésie, pour m'avoir fourni les installations d'hébergement et les autorisations d'accès au parc essentielles à l'accomplissement de mon travail sur le terrain. Merci aussi à l'équipe du Parc national de la Gaspésie, tout particulièrement à Claude Isabel et Marc L'Italien, pour leur support et leur intérêt. Je tiens aussi à accorder une pensée toute spéciale à Nicolas Chabot, Marjolaine Gratton et Nicklaus Davey pour leur précieuse collaboration sur le terrain; sans eux la cueillette de données aurait été beaucoup plus ardue.

Merci à Marie-Claude Turmel pour son assistance au Laboratoire de pédologie de l'Université de Montréal et à Michel Préda pour son aide dans l'analyse des minéraux argileux au Laboratoire de diffraction aux rayons X du Département des sciences de la terre de l'Université du Québec à Montréal. Merci aussi à Lewis Ling pour son support technique lors des analyses exoscopiques au Département des sciences de la terre de l'Université de Carleton. Merci à Jean Daoust, pour son concours lors de l'utilisation des logiciels informatiques et pour sa grande disponibilité. Merci aussi à Dr John Gosse du Dalhousie University pour les datations cosmogéniques et à Dr Fred Longstaffe, directeur du Laboratory for Stable Isotope Science, University of Western Ontario, pour les analyses des isotopes stables.

Enfin, j'ai beaucoup de reconnaissance pour ma mère, Suzanne Hénault, qui a lu attentivement tous mes manuscrits. Merci aussi à toute ma famille, mon conjoint et mes amis pour m'avoir supportée et encouragée tout au long de ce projet, tout particulièrement dans les moments difficiles.

Chapitre 1 : Introduction

1.1 Présentation du sujet

1.1.1 Mise en contexte

Depuis plus d'un siècle, plusieurs chercheurs se sont penchés sur l'impact des glaciations dans la péninsule gaspésienne. En raison de son fort relief (Figure 1.1) et de sa position géographique en marge de l'inlandsis laurentidien, le paysage glaciaire de la péninsule contraste avec ce qui est observé ailleurs dans la province, notamment sur le Bouclier canadien. Alors que la présence d'erratiques, de cirques et de roches moutonnées indique clairement l'influence glaciaire sur certaines montagnes, d'autres en sont pratiquement dépourvues et laissent plutôt voir des formes d'altération physicochimique. Ces diverses particularités soulèvent des questions concernant le recouvrement des sommets gaspésiens et indiquent qu'un ensemble de processus complexes liés à l'action tant chimique que mécanique a contribué à modeler les hauts sommets gaspésiens. Aujourd'hui encore, les interprétations concernant le type de glacier en place au Wisconsinien dans cette région du Québec restent fort variées.

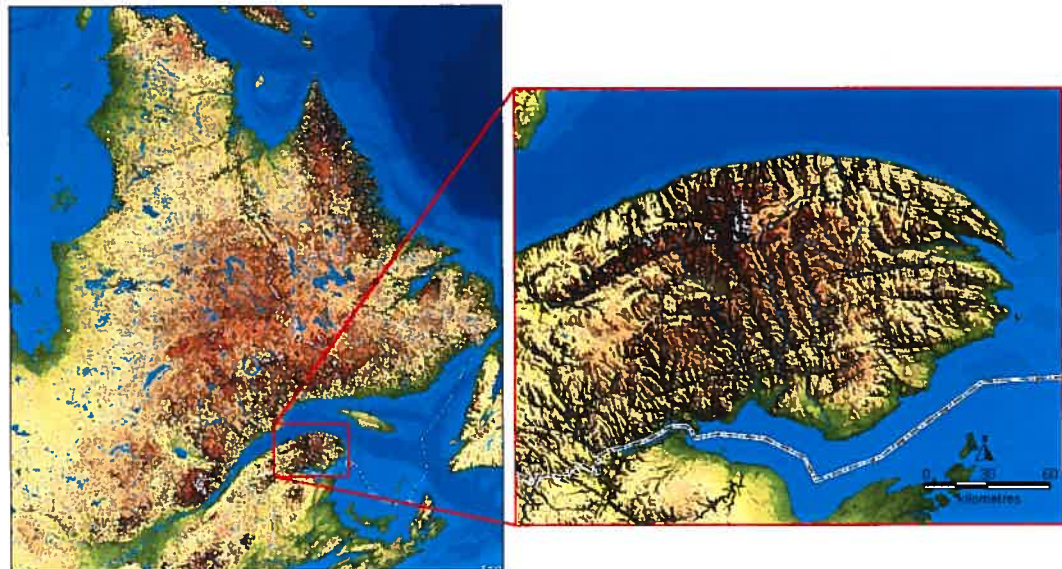


Figure 1.1 **Emplacement et relief général de la Gaspésie**

1.1.2 Les formes d'altération physicochimique en Gaspésie

Plusieurs sommets de cette région sont recouverts en tout ou en partie de felsenmeers. Ce terme est utilisé pour décrire une couverture de blocs dépourvue de matériel fin en surface. Composés de blocs décimétriques à métriques de forme subanguleuse ou subarrondie, ces champs de blocs seraient la résultante de l'altération physique (principalement la cryoclastie) et chimique de la roche en place (White, 1976; Ballantyne, 1998; Boelhouwers, 2004). La forme et la grosseur des blocs seraient influencées par le type de roche et la grosseur des grains du matériel d'origine (White, 1976; Ballantyne, 1998). Sur plusieurs sommets gaspésiens, ces champs de blocs sont parsemés de polygones et de coulées de triage. Ce phénomène découle principalement des processus de cryoturbation ayant eu cours durant l'Holocène (Gray, 1987).

En plus de ces felsenmeers, certains plateaux sommitaux gaspésiens démontrent une autre forme d'altération physicochimique : les tors. Il s'agit de reliefs ruiniiformes constitués d'un empilement géométrique de blocs en place aux arêtes émoussées. De dimension métrique à décamétrique, ces formes de déchaussement résultent de l'altération différentielle et de l'évacuation des dépôts le long des diaclases. Ajoutons aussi que certains saprolites ont été observés en Gaspésie (Payette *et al.*, 1981; Wang *et al.*, 1982; Ross *et al.*, 1983) et témoignent, eux aussi, d'une forte altération physicochimique.

L'origine de ces différentes formes reste incertaine mais, selon diverses théories, elles seraient la résultante de l'altération produite *in situ*, possiblement au Tertiaire (Linton 1955; White, 1976; Sugden et Watts, 1977; Dahl, 1987; Rea *et al.*, 1996) et auraient donc survécu aux glaciations. Toutes ces structures sont considérées comme étant fragiles à l'érosion glaciaire, et leur présence en Gaspésie laisse supposer que la glace n'a pas eu un impact majeur. Il s'avère donc intéressant d'analyser les processus glaciaires ayant permis la préservation de ces structures à certains endroits, tout en érodant considérablement d'autres secteurs de la Gaspésie.

1.2 Travaux antérieurs

1.2.1 Les modèles d'englaciation de la Gaspésie

Ces différentes caractéristiques du paysage gaspésien ont fait naître un véritable débat en ce qui concerne la présence de traces d'action glaciaire sur les sommets de la région (Fernald, 1925; McGerrigle, 1952; Lebuis et David, 1977; Gray et Borduas, 1978; Baron-Lafrenière, 1983; David et Lebuis, 1985; Gray *et al.*, 1987). On peut regrouper les différents points de vue en deux écoles de pensée majeures : **a)** l'école minimaliste impliquant un recouvrement par des calottes locales non fusionnées à l'inlandsis laurentidien et associées, parfois (mais non systématiquement), à la présence de nunataks et **b)** l'école maximaliste impliquant l'invasion de la région par l'inlandsis laurentidien.

a) L'hypothèse minimaliste

Premièrement, au 19^e siècle, on assiste à l'émergence de l'école minimaliste. Selon cette hypothèse, les glaciations auraient joué un rôle mineur sur la structure du paysage gaspésien. Cette vision des glaciations en Gaspésie prend naissance peu après la publication des travaux de Richardson (1857) et Bell (1863) qui sont parmi les premiers à étudier les dépôts superficiels dans la région. Ils n'admettent pas la présence de glace laurentidienne : leurs observations ne révèlent que des blocs erratiques d'origine locale et l'absence de blocs précambriens. Dans le même ordre d'idées, Chalmers (1895, 1905) est le premier à émettre clairement l'hypothèse des calottes locales, satellites de l'inlandsis. Cette hypothèse est reprise par Coleman (1922) et Jones (1932) qui ajoutent que certains sommets seraient possiblement restés dépourvus de glace et auraient alors formé des nunataks. Selon Coleman (1922), aucune preuve claire de glaciation n'aurait été trouvée au-delà de 820 m, et environ 800 km² des hautes terres de l'intérieur de la péninsule n'auraient jamais été recouverts par les glaciers. Fernald (1925) favorise lui aussi cette hypothèse et s'appuie non seulement sur les particularités géologiques et géomorphologiques, mais aussi sur la dispersion de la végétation sur les sommets. Plus

tard, Grant (1977) propose un modèle d'englaciation des provinces maritimes selon lequel l'inlandsis laurentidien n'aurait eu qu'une extension restreinte : la Gaspésie et les provinces atlantiques n'auraient été recouvertes que par des glaces locales.

À partir des années 1980, plusieurs recherches sont orientées en vue d'identifier l'origine pré ou post-wisconsinienne des différentes formes d'altération physicochimique observées sur les sommets et ravivent l'hypothèse, dite minimaliste, des glaces locales. En effet, selon certains auteurs, les différentes altérations en zone sommitale ne peuvent avoir été produites uniquement durant la période postglaciaire et seraient plutôt des reliques des interglaciaires précédents ou encore de l'ère tertiaire. Leur persistance jusqu'à aujourd'hui ne serait possible que si l'action glaciaire a été minimale. Plusieurs publications montrent alors que la présence de sols fortement altéré est rendue possible par la faible érosion glaciaire, et qu'aucun indice ne permet de conclure à la présence de glace laurentidienne dans les hautes terres gaspésiennes (Gray *et al.*, 1981; Wang *et al.*, 1982; Wang et Ross, 1989). Baron-Lafrenière (1983) constate ainsi qu'il y a une différence notable dans l'altération en fonction de l'altitude sur les sommets des monts McGerrigle. Dans le même ordre d'idées, sur le mont Jacques-Cartier, Payette *et al.* (1981), Wang *et al.* (1982), Ross *et al.* (1983), Wang et Ross (1989) observent des altérites à une altitude variant entre 600 et 1150 m. Bouchard et Pavich (1989) notent aussi la présence de saprolites au sud-est des monts McGerrigle. Ces sites contiennent d'importantes quantités de minéraux secondaires, telles la kaolinite et la gibbsite, et démontrent ainsi une altération possiblement antérieure à la dernière glaciation. Rien, d'ailleurs, dans leurs observations de terrain ne permet de déterminer qu'il y aurait eu un recouvrement par les glaces laurentidiennes. Les travaux de Veillette (1988) font état de l'absence d'indications prouvant le passage de la glace continentale et suggèrent plutôt que les traces glaciaires présentes sur les sommets sont la résultante d'une calotte locale à dispersion radiale. De plus, les compositions lithologique et géochimique d'échantillons de tills de la région de Marsoui, analysés par Gagnon (1997) et Olecjzyk (2006), indiquent une origine locale de la glace.

b) L'hypothèse maximaliste

À cette hypothèse minimaliste s'oppose l'école de pensée maximaliste. Ayant pris naissance au début du 20^e siècle, elle préconise un recouvrement total des hauts sommets, notamment par l'inlandsis laurentidien. Déjà, en 1918, Mailhiot conclut que le mont Albert a été englacé (mais il ne spécifie pas l'origine précise de la glace) et généralise ensuite cette hypothèse à l'ensemble des sommets gaspésiens. Dans la même optique, Flint *et al.*, (1942), après l'observation de certains blocs de granite sur le plateau du mont Albert, vers 1082 m d'altitude, évaluent que la glace aurait recouvert cette montagne et supposent qu'il y aurait eu deux phases de glaciation, l'une par l'inlandsis et l'autre par des glaces locales. Ils contredisent alors l'hypothèse des nunataks, convaincus que celle-ci n'a pas été prouvée. Pour ces chercheurs la théorie de Coleman (1922) selon laquelle la glace ne dépassait pas les 820 m, n'est pas valable; ils présument plutôt qu'elle excédait d'au moins 120 m la valeur estimée par leur prédécesseur (et même de plus de 250 m à certains endroits, comme sur le mont Albert). Alcock (1926, 1944) réfute lui aussi les propos de Coleman (1922) et avance que la présence de cirques ainsi que les erratiques trouvés sur certains sommets (mont Albert, mont Table) prouvent clairement qu'il y a eu recouvrement des zones sommitales. Bien qu'Alcock (1926) tend d'abord à croire que ce recouvrement serait dû à des glaces locales, il se ravise par la suite (1944), et propose alors un recouvrement total des sommets par les glaces laurentidiennes. Cette dernière idée est d'ailleurs partagée, quelques années plus tard, par McGerrigle (1952).

Dans les années 1970 et 1980, l'école de pensée maximaliste a un second essor et, toujours en admettant un recouvrement total des sommets, divers modèles sont développés afin d'expliquer la présence des altérations. Pour les protagonistes de cette école, l'histoire glaciaire se serait déroulée en une succession de phases complexes et la Gaspésie aurait tour à tour été recouverte par des glaces régionales et par l'inlandsis (Lebuis et David, 1977; David et Lebuis, 1985; Chauvin et David, 1987; David et LaSalle, 1987; Charbonneau et David, 1993). Chauvin et David (1987) affirment que la glace aurait recouvert toute la péninsule durant le Wisconsinien. Ils suggèrent alors

qu'une calotte régionale, formée sur les plateaux, aurait ensuite été reliée à l'inlandsis continental, au maximum glaciaire.

Certains partisans de l'école maximaliste proposent des modèles complexes pouvant expliquer la faible dispersion des erratiques précambriens à l'intérieur des terres ainsi que la préservation des sites d'altération (tels que ceux observés par Bédard et David, 1993), malgré le passage de l'inlandsis. Ainsi, selon Lebuis et David (1977), David et Lebuis (1985) la glace laurentidienne, au fur et à mesure de sa progression vers la péninsule gaspésienne, aurait subi d'importantes variations de son régime thermique et aurait parfois été à base sèche. Dans un premier temps, d'après leur modèle, la glace à base humide de l'inlandsis, en traversant l'estuaire du Saint-Laurent, se serait débarrassée d'une bonne quantité des débris en provenance du Bouclier canadien. Une faible quantité de ces débris a toutefois été déposée sur la bordure nord de la péninsule, ce qui expliquerait la présence d'erratiques de gneiss sur le littoral gaspésien. Puis, toujours suivant leur modèle, la base de la glace laurentidienne, en atteignant les hautes terres gaspésiennes, serait graduellement devenue gelée. Cette absence de fluidité de la glace aurait préservé les formes pré-wisconsinien et aurait limité la dispersion des erratiques. Au sud des monts Chic-Chocs, suite à la diminution de l'altitude, la glace aurait atteint une épaisseur suffisante pour redevenir humide à sa base; ce qui expliquerait la réapparition des formes d'érosion glaciaire dans la partie méridionale de la Gaspésie. Toujours selon ces auteurs, à la suite du recouvrement total de la péninsule par l'inlandsis laurentidien, une fracture de la glace, le long du golfe du Saint-Laurent, aurait isolé la calotte gaspésienne. Cet isolement de la calotte serait précurseur de l'amorce de la déglaciation et de l'intrusion de la mer de Goldthwait dans le nord de la péninsule (Lebuis et David, 1977; David et Lebuis, 1985).

Bédard et David (1991) reprennent cette idée de glace à base froide sur les sommets. Selon eux, la présence de nombreux sites d'altérites en Gaspésie serait ainsi due à une préservation préférentielle. Leur localisation sur les versants N.N.O. et S.S.E. est même interprétée comme un indice du mouvement des glaces continentales. Celles-ci, à cause de leur sens d'écoulement et du refroidissement de leur base en altitude, auraient

eu moins d'impact sur ces versants. Selon leur théorie, la présence de sites fortement altérés n'est donc pas une preuve que l'inlandsis laurentidien n'a pas envahi la Gaspésie.

Le Tableau 1.1, à la page 8 constitue une récapitulation des principales recherches des écoles minimalistes et maximalistes. Pour résumer la situation actuelle, on constate qu'aucune preuve claire du passage de l'inlandsis laurentidien n'a été mise à jour sur les hauts sommets gaspésiens. Même en basse altitude, le long des vallées principales, les traces de dépôts glaciaires ont une origine locale qui ne permet pas d'appuyer, sans équivoque, les idées soulevées par Lebuis et David (1977), David et Lebuis (1985) et Bédard et David (1991).

1.2.2 La déglaciation de la péninsule : principales données

Différents modèles de déglaciation ont aussi été proposés et de nombreuses datations ont été effectuées afin d'établir une chronologie des événements du tardiglaciaire. Les chercheurs, autant de l'école maximaliste que minimaliste, admettent que, vers la fin de la dernière glaciation, les glaces gaspésiennes auraient été indépendantes et isolées. Ceci serait dû, notamment, au développement d'une baie de vèlage le long de la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent (Thomas, 1977; Lebuis et David, 1977; David et Lebuis, 1985; Gray *et al.*, 1987; Hétu et Gray, 2000). Le long du littoral, la déglaciation se serait amorcée il y a 13 300 ans BP¹ (Dyke et Prest, 1987; Richard *et al.*, 1997; Hétu et Gray, 2000), mais serait restée lente durant environ un millier d'années. Selon Hétu et Gray (2000), à cette première phase de retrait glaciaire succéderait une stabilisation des fronts entre 12 400 et 11 800 BP (Dryas ancien), permettant la formation de deltas de contact glaciaire. Le Dryas récent, vers 11 000 BP, favorise aussi la formation d'une autre génération de deltas de contact. Sur les hauts versants, certains glaciers de cirque auraient été présents jusqu'à 10 000 BP et la déglaciation des terres gaspésiennes aurait réellement pris fin il y a 9 000 BP (Richard *et al.*, 1997).

¹ Il s'agit de dates de ¹⁴C conventionnelles non calibrées pour les effets de variations séculaires du réservoir atmosphérique.

Noms	Observations			Écoles de pensée		Commentaires
	Erratiques	Absence de preuve de glaciation	Altération sur les sommets	École minimaliste (nunataks ou calottes locales / régionales)	École maximaliste (inlandsis et calottes régionales)	
Chalmers (1895, 1905)		X		X		Calottes locales avec écoulement radial
Mailhiot (1918)	X				X	Mont Albert englacé totalement
Coleman (1922)		X		X		Pas de trace claire de glaciation sur les hauts sommets ; nunataks
Fernald (1925)		X		X		Appuie l'hypothèse des nunataks, en raison de la dispersion végétale
Jones (1932)		X		X		Calottes locales et nunataks
Flint, Demorest, Washburn (1942)	X				X	Recouvrement total des hauts sommets
Alcock (1944)	X				X	Présence de blocs étrangers à la Gaspésie; recouvrement total des sommets
McGerrigle (1952)	X				X	Présence de blocs étrangers à la Gaspésie; recouvrement total des sommets
Grant (1977)				X		Extension restreinte de la glace laurentidienne
Lebuis et David (1977)	X		X		X	Différents types de recouvrement ; glace à base froide sur les sommets
Gray et Borduas (1978), Gray <i>et al.</i> (1981)		X		X		Peu de trace de glaciation sur les sommets
Baron-Lafrenière (1983)			X	X		Différences dans l'altération selon l'altitude
Wang <i>et al.</i> (1982), Wang et Ross (1989)			X	X		Saprolites sur certains sommets; faible impact des glaciations
David et Lebuis (1985)	X		X		X	Calottes locales reliées ensuite à l'inlandsis laurentidien
Chauvin et David (1987)	X		X		X	Différentes phases de raccordement à l'inlandsis laurentidien
David et LaSalle (1987)	X		X		X	Calottes locales reliées ensuite à l'inlandsis laurentidien
Gray <i>et al.</i> (1987)	X		X	X		Différences dans l'altération selon l'altitude
Veillette (1988)	X			X		Écoulement radial et recouvrement par une calotte locale
Bouchard et Pavich (1989)			X	X		Altérations et saprolites d'âge sangamonien ou inter-glaciaire
Bédard et David (1991), Bédard (1993)			X	X		Les altérations sont indicatrices du mouvement des glaces continentales
Charbonneau et David (1993)	X				X	Différentes phases de raccordement à l'inlandsis laurentidien
Gagnon (1997)	X		X	X		Rien n'indique la présence de glace laurentidienne

Tableau 1.1 : Principales recherches, observations et écoles de pensée

1.3 Problématique

Ainsi, malgré toutes les recherches effectuées en Gaspésie, la communauté scientifique n'est pas encore parvenue à un consensus relatif au type de recouvrement glaciaire dans cette région du Québec. Bien que la présence de blocs erratiques précambriens sur les marges nord de la péninsule témoigne que l'action glaciaire de l'inlandsis s'est fait ressentir jusque sur les côtes gaspésiennes, plusieurs endroits à l'intérieur des terres (dans la partie centre-nord) ne révèlent que des indices de glaciations locales (Baron-Lafrenière, 1983; Chauvin, 1984; Hétu et Gray 1985; Veillette, 1988). Il apparaît clairement que la partie centre-nord de la Gaspésie a subi l'impact des glaciations, mais les masses de glace n'ont pas façonné l'ensemble de la région de façon uniforme. L'érosion glaciaire a effectivement été sélective, étant beaucoup plus efficace dans les zones de basse altitude et dans les vallées que sur les plateaux au relief élevé (Gray *et al.*, 1987). L'impact de la glace semble avoir été variable en fonction de l'altitude, préservant des traces d'altération physicochimique (felsenmeers, tors et saprolites) sur certains sommets. Un tel étagement des formes physicochimiques en zone sommitale a d'ailleurs été observé dans d'autres régions montagneuses, notamment dans les monts Torngat au nord du Québec et du Labrador. Dans ce secteur, le phénomène a du reste été conceptualisé par Ives (1958, 1978) et a servi de base à de nombreux travaux relatifs à la dynamique glaciaire (Dahl, 1966; Löken, 1962; Gangloff, 1983; Marquette *et al.*, 2004).

Afin d'avoir une vision plus précise de l'évolution des événements glaciaires, il semble pertinent d'analyser conjointement les traces d'altération et les traces glaciaires à différentes altitudes, par le biais d'analyses chimiques et géomorphologiques dans un secteur restreint des hautes terres du nord de la Gaspésie. Cette étude, tout comme celle effectuée récemment dans les monts Chics-Chocs, immédiatement au nord par Olejczyk et Gray (2003) et Olejczyk (2006), tente effectivement d'apporter des précisions concernant les événements glaciaires de la péninsule. Ces travaux permettront d'établir avec plus d'exactitude le type de glaciation ayant eu cours au Wisconsinien dans le secteur septentrional de la Gaspésie. Ils pourront également servir de référence dans

l'élaboration future d'une modélisation des glaces ayant recouvert cette partie du Québec.

Chapitre 2 : Objectifs et méthodologie

2.1 Objectifs spécifiques de recherche

Cette recherche a pour objectif principal d'analyser la distribution spatiale et altitudinale des formes associées à l'activité glaciaire et des formes d'altération physicochimique. Cette démarche est entreprise afin de déterminer avec plus de précision quelle fut l'influence des glaciations dans les zones de haute altitude et de répondre à certaines des interrogations existant toujours concernant l'englaciation de la Gaspésie.

Les principales questions auxquelles cette étude tentera de répondre sont :

1. Les régions sommitales de la Gaspésie ont-elles subi un remaniement majeur par la dernière glaciation?
2. Y-a-t-il eu passage de l'inlandsis laurentidien sur les hautes terres gaspésiennes?
3. La conservation des structures d'altération physique et chimique est-elle due à l'existence de nunataks ou à la présence de calottes de glace non érosive et à base froide?

Afin de répondre à ces questions, différents sommets et certains sites de basse altitude ont fait l'objet d'observations de terrain, d'excavations et d'échantillonnages. De plus, une analyse du paysage a été effectuée à l'aide de photographies aériennes et de modèles numériques d'élévation. En vue d'orienter les travaux et d'élaborer une méthode de travail précise, différents objectifs spécifiques ont été déterminés :

Ainsi, cette recherche a pour objectifs de :

1. Déterminer le degré d'altération des sols prélevés à différentes altitudes et établir un lien entre cette altération et l'intensité de l'action glaciaire.

2. Identifier, caractériser et cartographier les macroformes d'altération physico-chimique et les macroformes d'érosion glaciaire.
3. Exposer les liens existant entre la topographie de la Gaspésie et le type de glace en place durant la dernière époque glaciaire.
4. Déterminer le type de dynamique glaciaire, le sens de l'écoulement et l'origine (locale ou continentale) de la glace.

2.2 Région à l'étude

2.2.1 Description et localisation de la région

La région à l'étude est située au centre de la péninsule gaspésienne dans le secteur sud des monts Chic-Chocs, à l'intersection du Parc national de la Gaspésie et de la Réserve faunique des Chics-Chocs (Figure 2.1), à une cinquantaine de kilomètres de la berge sud du Golfe du St Laurent et du village de Sainte-Anne-des-Monts. Le territoire de 500 km² est majoritairement compris dans le feuillet topographique 22B16, mais une partie des monts McGerrigle est couverte par les feuillets 22A13 et 22H4. Le secteur d'intérêt est traversé par la route 299 reliant Sainte-Anne-des-Monts à Carleton. La route de ceinture du parc ainsi que divers chemins secondaires, routes forestières et sentiers donnent accès aux sommets et aux sites ayant fait l'objet d'observations et d'échantillonnages.

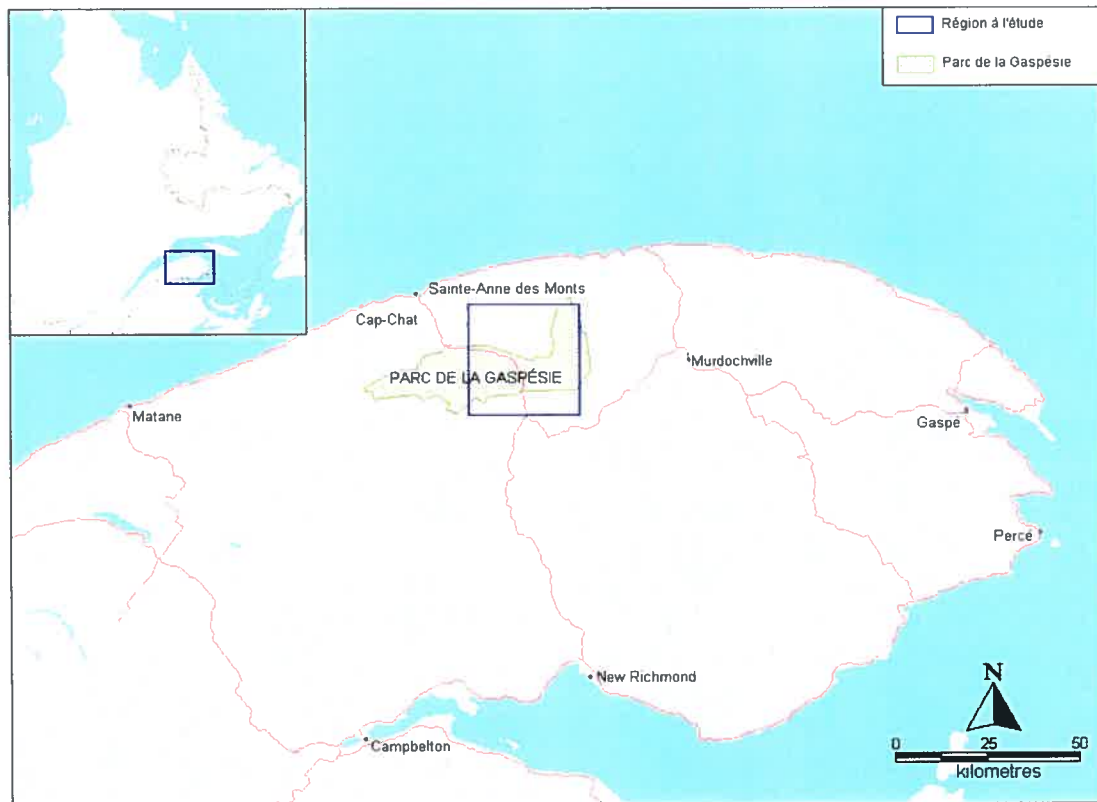


Figure 2.1: Localisation de la région à l'étude

La majorité des sites d'échantillonnage sélectionnés se situent à la périphérie sud des monts Albert et McGerrigle. Cette région s'avère fort appropriée pour cette recherche puisqu'elle comprend de nombreux sommets d'une altitude supérieure à 800 m, permettant d'étudier l'impact des glaces en fonction du relief et de l'altitude (Figure 2.2). De plus, peu d'études détaillées ont été effectuées sur les sommets ciblés, et les résultats obtenus par la présente recherche compléteront ceux présentés par Baron-Lafrenière (1983), Wang *et al.* (1982), Wang et Ross (1989), Bouchard et Pavich (1989) concernant des sommets en périphérie. Les observations de terrain (repérage de blocs erratiques, coupes de sol et prélèvements d'échantillons) ainsi que les analyses subséquentes en laboratoire, présentées dans les prochains chapitres, serviront à dresser un schéma plus précis des processus ayant modelé les sommets.

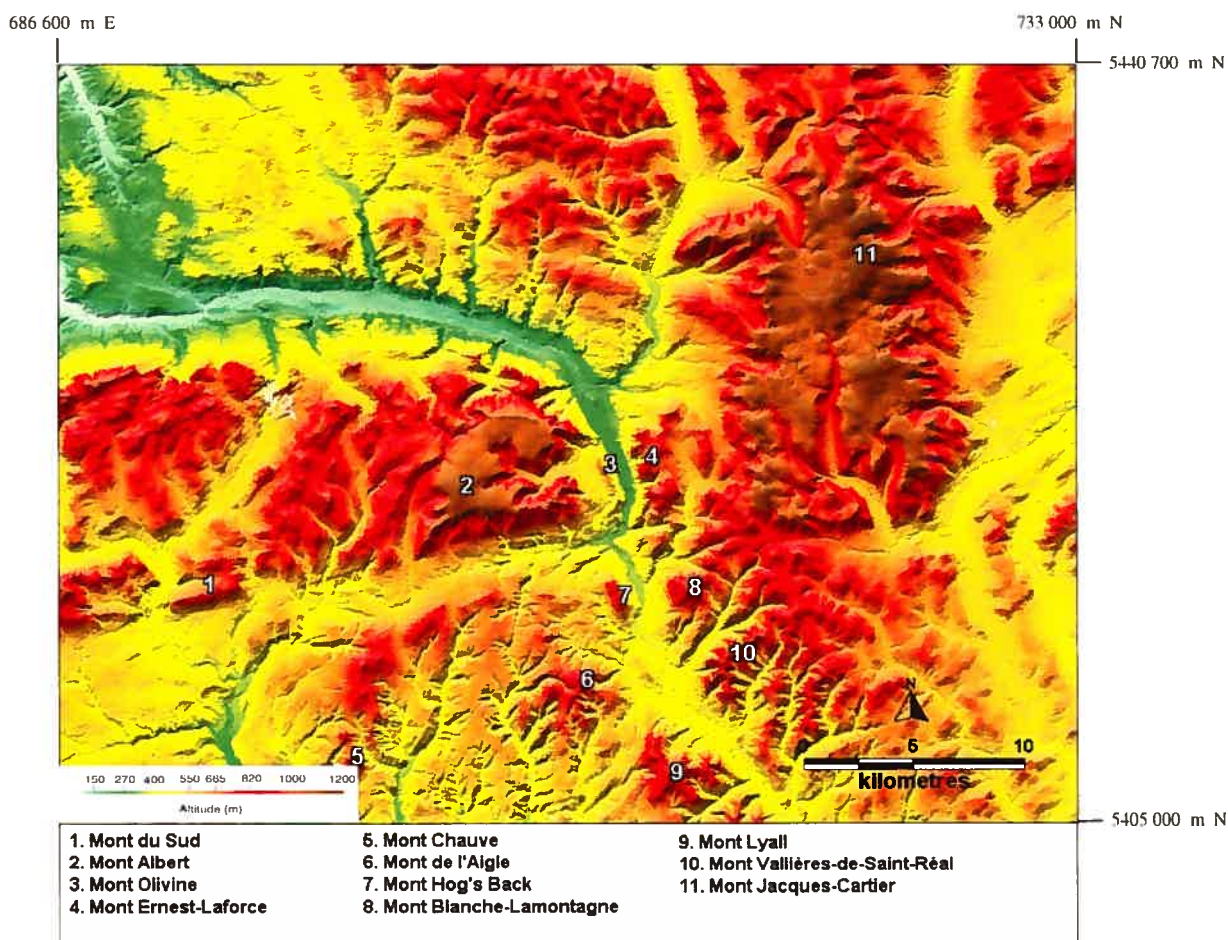


Figure 2.2 : Principales montagnes étudiées

N.B. (Pour toutes les cartes et tous les tableaux, les coordonnées sont données en UTM zone 19, NAD 83; à moins d'indications contraires)

2.2.2 Géologie

Comme le souligne Alcock (1926), les études géologiques et physiographiques en Gaspésie ont commencé au 19^e siècle avec les travaux de Logan (1843) pour la prospection minière. La péninsule gaspésienne, située sur la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent, fait partie de la région physiographique des Appalaches (Bostock, 1970; Charbonneau et David, 1993). S'étendant de l'Alabama jusqu'à Terre-Neuve, elle est comprise, plus précisément, dans les subdivisions physiographiques des monts Notre-Dame et des hautes terres des Chaleurs (Charbonneau et David, 1993). Différentes séquences d'événements ont permis la mise en place du relief et des unités géologiques présentes en Gaspésie. C'est ainsi que d'épaisses couches de sédiments se sont déposées,

notamment lors du recouvrement marin de Iapetus, à l'époque cambro-ordovicienne (au Paléozoïque). Elles ont ensuite été plissées, métamorphisées et fissurées par des intrusions lors des orogénèses taconique (Ordovicien moyen) et acadienne (Dévonien supérieur) (Chauvin et David, 1987; Slivitsky *et al.*, 1988).

La péninsule est constituée d'une variété de lithologies : en grande partie de roches sédimentaires et métasédimentaires paléozoïques déformées ainsi que d'une certaine quantité de roches volcaniques et intrusives (Chauvin et David, 1987). La structure générale des plis, orientés N.E.-S.O, est acquise lors de l'orogénèse taconique (McGerrigle, 1959). Malo et Béland (1989), Charbonneau et David (1993) font état des différentes unités structurales caractérisant le paysage gaspésien. La partie nord de la péninsule, désignée du nom de «taconien allochthone» (Malo et Béland, 1989) est essentiellement constituée de roches plissées du Cambrien à l'Ordovicien. Ces roches appartiennent au super groupe de Québec (schistes, calcaires, dolomites et conglomérats). Au centre de la Gaspésie, le synclinorium de la vallée de Connecticut-Gaspé et, plus au sud, l'anticlinorium d'Aroostook-Matapédia-Percé sont constitués de roches terrigènes non métamorphisées d'âge silurien à dévonien ainsi que de roches intrusives mafiques et felsiques. Complètement, au sud, le synclinorium de la Baie des Chaleurs est composé principalement de grès et de conglomérat du Carbonifère

La zone à l'étude est principalement localisée dans la partie sud de la zone «taconien allochthone» ainsi que dans le nord du synclinorium de la vallée de Connecticut-Gaspé (Figure 2.3). Ces deux unités ont une division nette au niveau de la faille de Shickshock. La section sud «taconien allochthone» se compose des roches du groupe de Shickshock, soit majoritairement de metabasalte (85%) et de méta-arkose (15%). À l'intérieur de ce groupe de Shickshock, le métamorphisme régional a permis la formation, du nord au sud, de schistes verts et de faciès amphibolitiques (Pincivy et Malo, 2003).

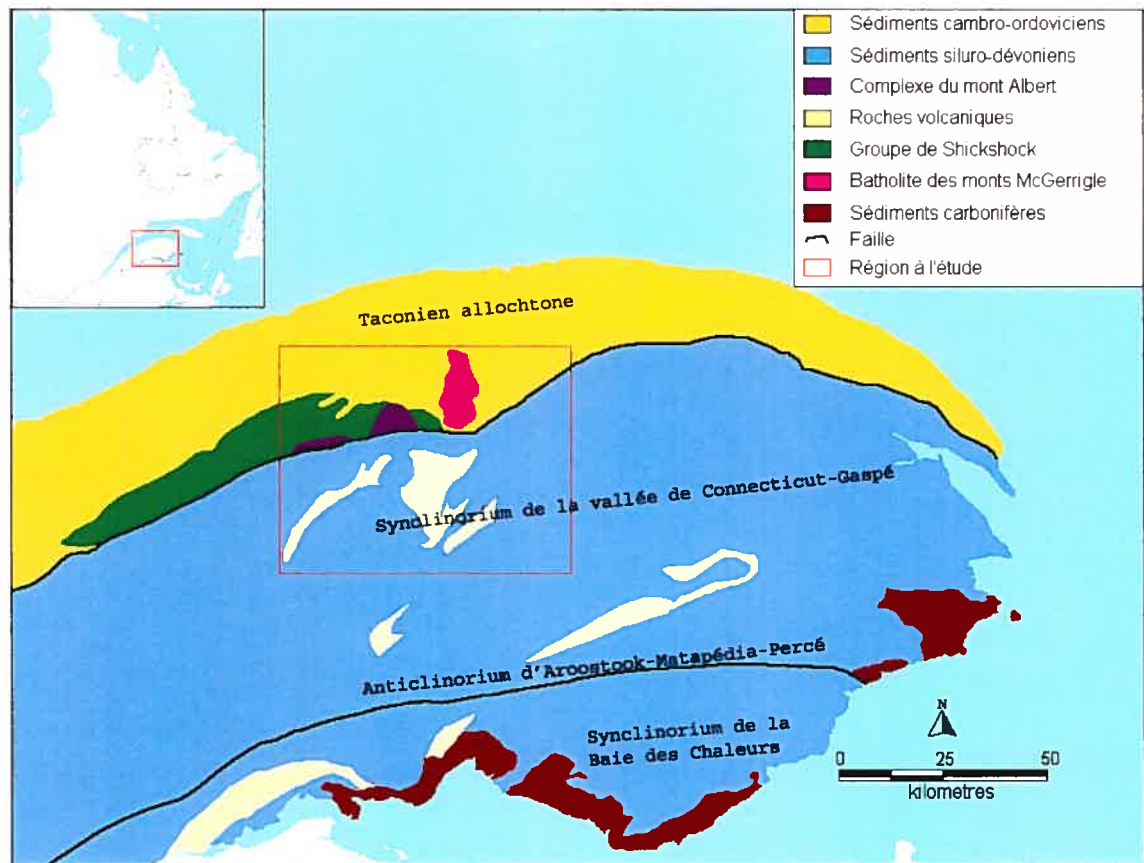


Figure 2.3 : Unités structurales et géologie de la Gaspésie (Carte inspirée de Malo et Béland 1989 et Brisbois *et al.*, 1991)

Au cœur du groupe de Shickshock ainsi que dans le secteur au sud, diverses intrusions constituent d'importants reliefs. Ainsi, le batholite de granite des monts McGerrigle, d'une centaine de kilomètres carrés, est la résultante d'une intrusion de magma acide lors de l'orogénèse acadienne. Il représente le plus gros corps intrusif du Dévonien dans la région et son orientation N.-S. contraste avec celle des monts Chic-Chocs avoisinants (De Römer, 1977). Dans ses alentours, le long de sa couronne métamorphique, se trouvent des hornfels, du skarn et des roches métavolcaniques. Plus au sud, dans la zone du synclinorium de la vallée de Connecticut-Gaspé, les roches légèrement plissées du Dévonien sont elles aussi parsemées de divers amas de roches intrusives leucocrates. Ces amas, composés principalement de syénite porphyrique, font partie de la même masse intrusive que les monts McGerrigle, mais correspondent probablement à des niveaux différents d'intrusion (Pincivy *et al.*, 2003). Plusieurs

sommets dans la zone à l'étude sont d'ailleurs composés de ces intrusions de granite ou de syénite du Dévonien, entrecoupées par des dykes et des filons-couches de felsite.

Le groupe de Shickshock est aussi disséqué par le complexe du mont Albert, lequel est composé de trois klippes de roches ultramafiques : le mont Albert, le mont du Sud et le mont Paul, vestiges d'un lambeau ophiolitique provenant du manteau supérieur (St-Julien et Hubert, 1975). Ce complexe de péridotite, contenant de la harzburgite et de la dunite, a un degré de serpentisation variant localement. Le mont Albert et les monts du Sud sont entourés d'une auréole métamorphique provenant de la transformation de gabbros rubanés issus de la croûte océanique. Cette semelle métamorphique, roche foliée et plissée, est définie comme l'amphibolite du Diable (Gagnon et Jamieson, 1986).

La grande variété de lithologies dans la région peut faciliter l'interprétation des mouvements glaciaires. En effet, la minéralogie des erratiques découverts peut permettre de déterminer les origines ou les directions des flux glaciaires. Par exemple, les erratiques de péridotite serpentinisée du mont Albert ou de cornéenne de la couronne métamorphique des monts McGerrigle sont facilement repérables. La présence ou l'absence de tels blocs à l'intérieur de la région à l'étude peut alors donner une indication sur le sens de l'écoulement et sur la dynamique glaciaire. Ceci sera traité plus en détail au chapitre 5.

2.2.3 Physiographie

D'un point de vue physiographique, le relief est dominé par une vaste surface d'érosion (Alcock, 1926; McGerrigle, 1959; De Römer, 1977; Héту, 1998) divisée en trois plateaux d'étagements successifs par Héту et Gray (1985). Tout d'abord, sur les rives, entouré d'une frange de basses terres côtières, le plateau gaspésien consiste en une surface presque plane atteignant 350-600 m. Il est suivi du plateau cambro-ordovicien des Chic-Chocs, tel que nommé par Héту et Gray (1985), mais qui porterait mieux le nom de chaîne des Chic-Chocs. En effet, il ne s'agit pas ici d'une vaste surface uniforme,

mais plutôt d'un ensemble de collines arrondies, de 750 à 900 m d'altitude, et disséquée par de profondes vallées. À l'intérieur des terres, encastré dans la chaîne des Chic-Chocs, se trouve ensuite le plateau des monts McGerrigle et du mont Albert, avec une hauteur moyenne de 1000-1100 m et qui culmine au mont Jacques-Cartier à 1270 m (Hétu et Gray, 1985) (Figure 2.4).

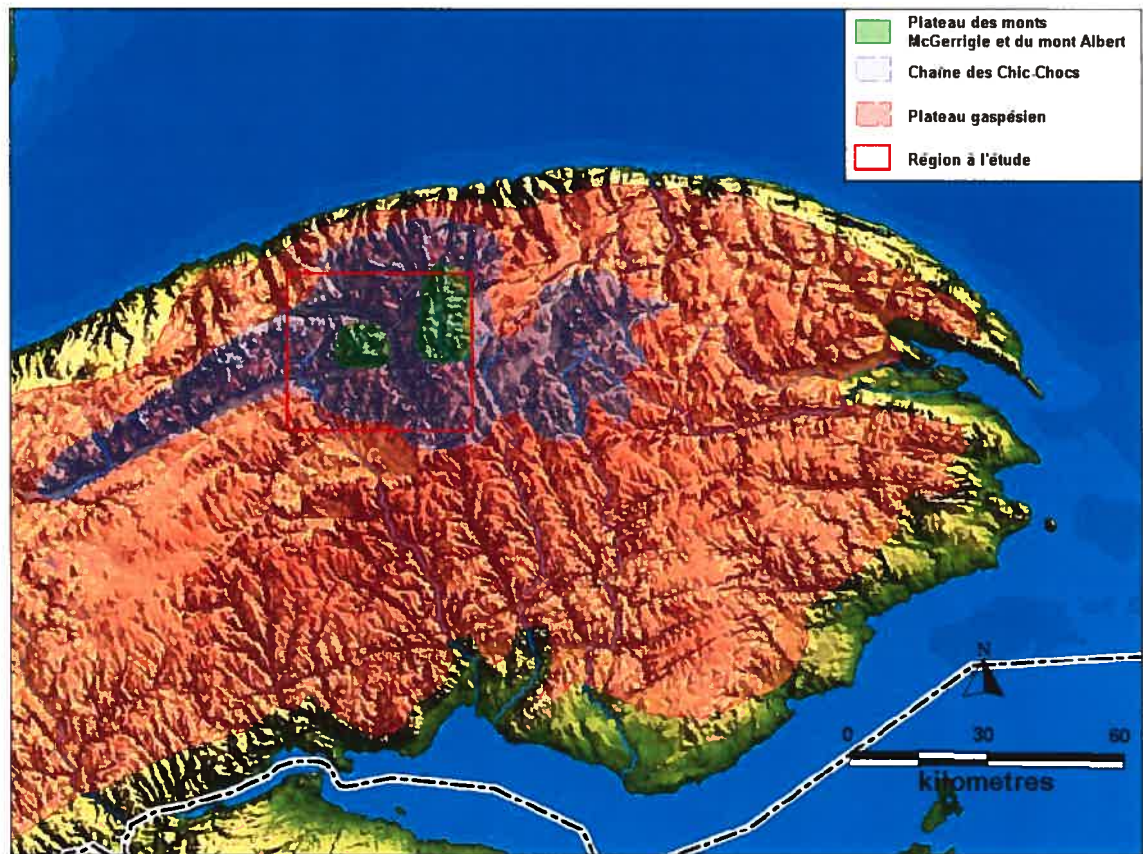


Figure 2.4 : Unités physiographiques de la Gaspésie

Bien que les vallées et les versants de la région soient généralement d'origine préglaciaire, ils ont tout de même subi d'importantes modifications lors des glaciations du pléistocène. En effet, certains d'entre eux ont été creusés et remodelés par le passage des glaces, celles-ci arrachant et déplaçant d'immenses quantités de débris de toutes tailles. La forme en U de certaines de ces vallées tout comme les dépôts que l'on trouve sur plusieurs mètres d'épaisseur dans certains endroits seraient d'ailleurs une empreinte de cette époque (Baron-Lafrenière, 1983). Les travaux de Hétu et Gray (1985) font bien

ressortir le modelé glaciaire de la région et font état de vallées surcreusées, de parois abruptes et de vallées affluentes suspendues. Ils mentionnent, de plus, que le façonnement des plateaux par les glaces ne s'est fait qu'aux endroits où la glace a pu être canalisée. Ainsi, sur les plateaux, on ne trouve qu'une couche assez mince de dépôts non consolidés, dépassant rarement 1 ou 1.5 m d'épaisseur, et comprenant des champs de blocs ou felsenmeers.

2.2.4 Climat et végétation

La Gaspésie se caractérise par un climat continental humide, mais différents facteurs, telles la proximité des masses d'eau, l'altitude et l'allure du relief, influent sur les données climatologiques (Gagnon, 1970) et peuvent apporter de grandes fluctuations climatiques sur de courtes distances. Le secteur à l'étude étant montagneux, d'importantes variations climatiques peuvent être observées entre les zones de basse et de haute altitude.

En terme général, les précipitations sur la péninsule gaspésienne sont relativement abondantes et uniformes tout au long de l'année. La moyenne annuelle des précipitations pour la région de Cap-Seize (village à proximité du Parc national de la Gaspésie) a été d'environ 1136 mm pour la période 1971-2000 (Environnement Canada, 2004). Généralement l'effet orographique produit une augmentation des précipitations avec l'altitude, celles-ci pouvant annuellement dépasser 1600 mm sur les sites d'une altitude supérieure à 1100 m (Gagnon, 1970). L'accumulation de neige reste variable en fonction de la topographie, passant de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres, selon les endroits. Ce couvert de neige dure en moyenne 260-290 jours sur une période s'étendant entre la mi-septembre et la fin juin (Gray et Brown, 1979).

Dans la péninsule gaspésienne, les hivers sont généralement rigoureux et longs, tandis que les étés demeurent relativement frais. La température moyenne annuelle oscille entre 0 et 3.5 °C (Houde, 1978; Environnement Canada, 2004). En altitude,

cependant, les températures demeurent inférieures et les sommets les plus élevés (plus de 1000 m) présentent souvent des températures moyennes annuelles en deçà du point de congélation. Les données compilées par les Forces armées canadiennes et citées par Boudreau et Payette (1974) indiquent une température annuelle moyenne de -3°C sur le mont Jacques-Cartier (1268 m) pour 1943-1945. D'autres données recueillies par les Forces armées canadiennes entre 1963 et 1973 (citées par Gray et Brown, 1979) rapportent une température moyenne de -3.7°C sur le mont Logan (à l'ouest du secteur à l'étude). Par extrapolation, Gray et Brown (1979) et Gray *et al.*, (1981) concluent que la température annuelle de l'air sur les sommets, dans la zone de toundra de la péninsule Gaspésienne, est de l'ordre de -3 à -5°C .

Ces basses températures peuvent permettre la formation et la préservation de pergélisol. Un tel pergélisol a d'ailleurs été observé sur le mont Jacques-Cartier, jusqu'à une profondeur de 60 m (Gray et Brown 1979, 1982). Ce pergélisol contemporain est associé à une température moyenne annuelle à la surface de -1 à -1.5°C . À partir de ces observations, Gray et Brown (1979) prédisent la présence de pergélisol dans les zones au-dessus de 1000-1100 m, notamment sur la partie sud du plateau du mont Albert.

Ces particularités climatiques ainsi que l'altitude, la topographie, la nature des sédiments et la proximité de la mer, ont une influence directe sur le type de végétation de la Gaspésie. La zone côtière, maintenant fortement perturbée par l'action humaine, était originellement une sapinière à épinette blanche. Puis, à l'intérieur des terres et au-dessus de 300 m d'altitude, se succèdent les domaines de la sapinière à bouleau jaune et de la sapinière à bouleau blanc. Ce dernier domaine est d'ailleurs prédominant en Gaspésie (Gray *et al.*, 1987; Payette et Boudreau, 1984) et est principalement constitué de sapins baumiers (*Abies balsamea*), d'épinettes noires (*Picea mariana*), d'épinettes blanches (*Picea glauca*), de bouleaux blancs (*Betula papyrifera*), de thuyas occidentaux (*Thuja occidentalis*) et de trembles (*Populus tremula*). Sur le plateau des Chic-Chocs, avec l'augmentation de l'altitude, ce domaine est remplacé par la sapinière à épinette noire. Entre 900 et 1000 m, elle fait place à l'étage subalpin, dominé par l'épinette blanche (*Picea glauca*), le sapin baumier (*Abies balsamea*) et l'épinette noire (*Picea mariana*)

(Payette et Boudreau, 1984). Puis, sur les plus hauts sommets, vers 1000-1100 m, l'étage alpin est composé de krummholz d'épinettes noires et blanches et de sapins. Ce krummholz ne dépasse pas quatre mètres de haut et alterne avec certaines zones ouvertes souvent composées de champs de blocs. À l'étage alpin succède la véritable toundra alpine, recouverte à moins de 1% par le krummholz (Gray et Brown, 1979).

Sur le sommet du mont Albert, la transition de la forêt à la toundra se produit de manière beaucoup plus radicale vers 1000 m d'altitude; résultat d'un contraste édaphique. Cette modification de la végétation est principalement due à une transition géologique, de l'amphibolite à la péridotite. La haute teneur en magnésium, de l'olivine présente dans la zone de péridotite est défavorable à la croissance de nombreuses espèces d'arbres et contribue ainsi à la formation d'un couvert végétal similaire à celui observé dans la toundra.

2.2.5 Sites Choisis

Des sites de différentes altitudes ont été sélectionnés afin de faire ressortir les variations altitudinales liées à l'action glaciaire. Pour les fins d'échantillonnage, le paysage a été divisé en différentes zones, chacune ayant des caractéristiques particulières. La méthode utilisée pour réaliser cette division s'inspire des modèles d'Ives (1958, 1978) et de Marquette *et al.* (2004) pour les monts Torngat. Ces modèles établissent les différentes zones morphologiques en fonction de l'altitude et de divers critères géomorphologiques. Ainsi, dans la dernière version de son modèle, Ives (1978) définit, pour les versants nord de la vallée de Nakvak, la zone de Saglek qui est délimitée par la moraine du même nom. Immédiatement au dessus, la zone de Koroksoak est caractérisée par une surface rocheuse avec peu de dépôts meubles. Ensuite, il y a transition abrupte vers les champs de blocs, dont la partie inférieure est parsemée d'erratiques (la zone de Komaktorvik) et dont la partie supérieure est libre d'erratiques (la zone de Torngat) (Figure 2.5).

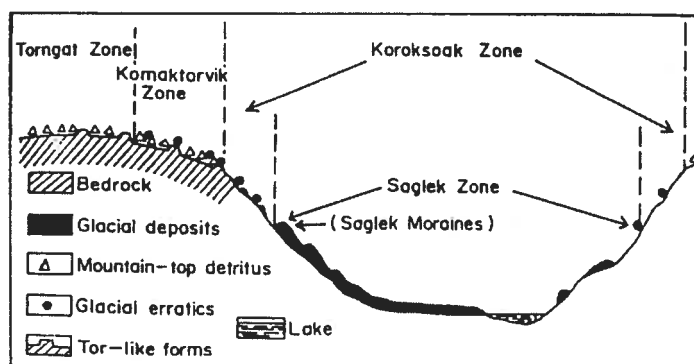


Figure 2.5 : Modèle des zones d'altération des monts Torngat, selon Ives (1978)

Le modèle de Marquette *et al.* (2004), basé sur les observations à travers toute la chaîne des monts Torngat reconnaît plutôt trois zones : **a)** la zone morainique des fonds des vallées (la zone Saglek); **b)** une zone intermédiaire, variablement caractérisée soit par la roche en place, soit par les dépôts meubles avec matrice fine, où les blocs erratiques sont fréquents; **c)** une zone de felsenmeer, ou champs de blocs, avec quasi-absence d'erratiques. Cette division du paysage a été utilisée pour effectuer différentes analyses pédologiques et cosmogéniques dans les monts Torngat par Marquette (2002) et Marquette *et al.* (2004).

Ces divisions du paysage ne peuvent être appliquées telles quelles en Gaspésie, en raison de l'absence d'une moraine indiquant clairement une variation de l'action glaciaire (comme la moraine de Saglek) et de la présence d'un couvert végétal rendant la délimitation parfois ardue. Toutefois, une certaine division, basée sur la présence de marques d'action glaciaire et de marques d'altération, peut être appliquée avec intérêt en Gaspésie. Elle a déjà inspiré certains travaux, notamment ceux de Baron-Lafrenière (1983). Malgré l'absence d'une importante moraine, différents types de surfaces sont observables dans la région, et pour cette étude le paysage a été divisé en trois zones principales. Une représentation graphique de cette division du paysage est présentée à la Figure 2.6.

On trouve ainsi :

1. Les sommets ou les plateaux ayant généralement peu de traces d'action glaciaire et, bien souvent, une couverture de felsenmeer. Les échantillons pris dans cette zone ont tous été prélevés à une altitude au-delà de 770 m. Cette zone est appelée : **zone sommitale**.

2. Dans certains secteurs, on trouve une zone caractérisée par une érosion glaciaire minimale et par peu de dépôts (tills minces et affleurements rocheux). Ces surfaces ont été interprétées comme étant une **zone de transition**. Elles représentent possiblement un changement dans la capacité érosive de la glace suite à une modification du régime thermique à sa base. Cette zone n'est cependant pas toujours observable, soit parce qu'il y a passage direct de la zone 1 à la zone 3, soit parce que les débris de pente et la végétation empêchent de la délimiter. Peu d'échantillons ont été pris sur cette surface puisqu'elle est peu représentative de l'ensemble du territoire. Cependant, un échantillon a été collecté à une altitude de 768 m au mont de l'Aigle et un autre, à 675 m au mont Olivine.

3. Puis, en plus basse altitude, se trouve une zone caractérisée par des surfaces érodées et par des dépôts glaciaires plus abondants laissés par une glace à base mobile. C'est la **zone d'action glaciaire évidente**. Les échantillons de cette zone ont été prélevés à une altitude variant entre 571 m et 735 m. Il est à noter que l'échantillon du mont Olivine (zone de transition) a été pris à une altitude inférieure à certains de la zone d'action glaciaire. En effet, les limites des différentes zones sont liées, non seulement à la topographie, mais aussi aux caractéristiques physiques respectives des sites.

Un fait à noter : certains sites de la zone sommitale ont des caractéristiques particulières permettant de subdiviser cette zone en sous-catégories. Ainsi, dans la zone sommitale, la non uniformité des paysages permet de différencier a) des zones de

felsenmeers ou de tors; **b)** des zones démontrant une altération avancée des dépôts meubles; **c)** des secteurs ayant des caractéristiques périglaciaires et qui démontrent clairement des polygones de triage et des coulées de blocs.

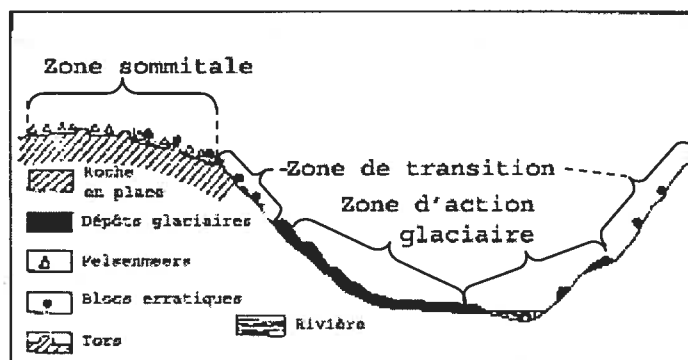


Figure 2.6 : Représentation schématique du modèle de zonation proposé pour le secteur à l'étude (représentation inspirée du modèle d'Ives (1978) pour les monts Torngat).

À l'intérieur de la zone à l'étude, les sites choisis pour les observations de terrain et la prise d'échantillons ont été sélectionnés en fonction de plusieurs critères. Ainsi les lieux d'échantillonnage devaient :

1. Représenter soit une zone sommitale, une zone d'action glaciaire évidente, ou une zone de transition.
2. Être représentatifs de la lithologie du secteur.
3. Se localiser sur un terrain à pente faible (afin d'éviter de prendre en compte des terrains ayant subi une solifluction ou des mouvement de pentes importants et pour avoir une plus grande uniformité dans les conditions de drainage et d'elluviation d'un site à l'autre),
4. Être accessible par les routes ou à pied.

La majorité des sommets de la région (une dizaine) ont fait l'objet d'observations de terrain afin de relever les caractéristiques morphologiques (formes d'altération physicochimique, traces d'action glaciaire et dispersion des erratiques). Le Tableau 2.1 résume les principales caractéristiques de ces sommets (voir la Figure 2.2 pour la localisation).

Néanmoins, tous les sommets n'ont pas été sujets à la prise d'échantillons de sol et à l'excavation de coupes en raison de l'important couvert de felsenmeer ou de versants trop abrupts. Dans certains cas, les échantillons de sol ont plutôt été pris en périphérie des montagnes, dans des sites représentatifs soit de la zone de transition soit de la zone d'action glaciaire évidente. Les différents sites ayant fait l'objet d'échantillonnage sont décrits en détail dans les chapitres 3 et 4. Les données de terrain ont été amassées lors de deux campagnes majeures : en août 2001 (pour un projet de fin de baccalauréat) et en août 2003. Deux autres visites sur le terrain, en octobre 2003 et en septembre 2004, ont permis de compléter la collecte de données.

Nom des monts	Altitude (m)	Géologie	Description de la surface
Mont Albert	1154	Péridotite, amphibolite	Tors, roche en place
Mont du Sud	790	Péridotite	Roche en place
Mont Olivine	670	Péridotite	Roche en place
Mont Ernest-Laforce	820	Stocks et filons couches de syénite, granodiorite	Dépôt meuble, peu de végétation à cause d'un incendie
Mont Chauve	910	Stocks et filons couches de syénite, granodiorite	Felsenmeer
Mont Hog's Back	830	Stocks et filons couches de syénite, granodiorite	Felsenmeer
Mont Blanche-Lamontagne	940	Stocks et filons couches de syénite, granodiorite	Felsenmeer
Mont Vallières-de-Saint-Réal	909	Stocks et filons couches de syénite, granodiorite	Felsenmeer
Mont Jacques-Cartier	1270	Stocks et filons couches de syénite, granodiorite	Felsenmeer
Mont Lyall	936	Volcanite felsique indifférenciée, grès feldspathique	Felsenmeer, mince dépôt meuble
Mont de l'Aigle	850	Volcanite felsique indifférenciée, grès feldspathique	Mince dépôt meuble sur roche altérée

Tableau 2.1 : Description des montagnes à l'étude

2.3 Méthodologie générale

Deux principales approches sont utilisées pour déterminer quel fut l'impact des glaces sur ce relief élevé, à savoir :

1. L'étude des traces d'action glaciaire.
2. L'étude des traces d'altération physicochimique.

Ces approches sont appliquées à plusieurs échelles (du micro au macro). Pour ce faire, des données sont recueillies sur les argiles, les grains de sable, les sols, les blocs erratiques, et sur les macroformes du paysage. Ceci permet d'avoir une vision globale de l'influence des glaces et de cerner la problématique sous plusieurs angles. Une partie des données sont acquises directement sur le terrain par le biais d'observations et de descriptions, tandis que l'obtention de certains résultats nécessite des traitements et des analyses de laboratoire. Les analyses de laboratoire comprennent :

1. La diffraction des argiles aux rayons-X.
2. Des analyses granulométriques.
3. Des analyses des concentration des oxydes de Fe, Al, Si.
4. L'exoscopie des grains de quartz à l'aide d'un microscope à balayage électronique (MEB).

Les trois premières analyses permettent principalement une évaluation du degré d'altération des dépôts meubles et même, dans certains cas, leur âge relatif (Aduino *et al.*, 1986; Baulmer, 1991). Elles ont comme but d'établir plus clairement l'origine et l'évolution des dépôts retrouvés dans divers sites et de dresser un schéma de l'histoire glaciaire. Ces méthodes d'analyse, déjà utilisées dans la même optique dans d'autres secteurs de la Gaspésie (Wang *et al.*, 1982, 1989; Gray *et al.*, 1987; Bouchard et Pavich, 1989 ; Bédard et David, 1991; Gagnon, 1997), ont permis de faire ressortir la persistance de sols très altérés aux époques glaciaires. De plus, la comparaison de plusieurs dépôts, en provenance d'altitudes variées et présentant des caractéristiques d'altération plus ou

moins avancées, permet de déterminer avec plus d'exactitude s'il existe de profondes différences dans l'altération des sols en fonction de l'altitude, et si ces différences peuvent être associées à une action glaciaire dissemblable d'un site à l'autre. Les démarches et les résultats obtenus par le biais de ces méthodes seront exposés au chapitre 3.

La quatrième analyse, l'exoscopie des grains de quartz au MEB, sera l'objet du chapitre 4. À microéchelle, les traces d'action glaciaire et d'altération chimique peuvent être observées sur les grains de quartz et peuvent alors aider à comprendre quels sont les principaux événements qui ont contribué au façonnement des différentes formes du paysage. Ces analyses, par l'étude des irrégularités présentes à la surface des grains, servent donc à déterminer s'il y a présence ou absence de traces d'action glaciaire ou d'altération chimique avancée. Elles sont ainsi un outil favorisant la compréhension de l'évolution du paysage dans les différentes zones altitudinales de la Gaspésie.

À plus grande échelle, le repérage et l'analyse des macroformes nécessitent un traitement en laboratoire informatique. À l'échelle du paysage, le repérage des traces d'action glaciaire et des traces d'altération physicochimique exige, l'utilisation d'un MNE, d'orthophotographies et d'images satellitaires. Ceci fera l'objet du chapitre 5.

La méthode précise utilisée pour chacune des différentes analyses sera décrite dans les chapitres subséquents. Ces analyses sont reconnues pour apporter des précisions quant à l'évolution des sols et des paysages et pour permettre de comprendre les phénomènes glaciaires et non glaciaires qui ont façonné les milieux arctiques alpins. Dans bien des cas, elles peuvent même servir à établir une chronologie relative des événements (Gangloff, 1983; Baulmer *et al.*, 1991; Ballantyne, 1998; Islam *et al.*, 2002; Marquette *et al.*, 2004). Ainsi, la combinaison de ces différentes méthodes d'analyse s'avère justifiée pour approfondir les connaissances concernant l'influence des glaciations sur les hauts sommets gaspésiens.

Chapitre 3: L'altération des sols gaspésiens: un indice de l'action glaciaire

3.1 Introduction : caractéristiques physicochimiques des sols des Appalaches

Selon Day et McMenamin (1983), une majorité des sols de la section des Appalaches se retrouvant sur la péninsule gaspésienne sont généralement caractérisés comme des podzols humiques ortiques, à faciès caillouteux sur les sommets. Les minéraux dominants dans les sols de cette section des Appalaches sont le quartz, le feldspath et la chlorite. Cette composition est en lien direct avec les principales roches de la péninsule. L'abondance de quartz peut s'expliquer par le caractère quasi ubiquiste de ce minéral. De fait, il est présent en abondance dans les diverses structures géologiques de la péninsule, notamment dans le schiste vert du groupe des Shickshock et dans certaines intrusions magmatiques acides (les monts McGerrigle, entre autres). Les feldspaths présents dans les sols sont, eux aussi, majoritairement originaires de ces intrusions granitiques. Quant à la chlorite elle provient en grande partie des schistes cristallins (groupe de Shickshock), bien qu'elle puisse aussi être d'origine hydrothermale ou résulter de l'altération de silicates (Millot, 1964).

Les recherches antérieures (Day et McMenamin, 1983) révèlent que la granulométrie des sols varie, notamment selon l'altitude. Dans les zones sommitales, les quantités moyennes de sable oscillent entre 52 et 72 %, celle des limons entre 22 et 43 % et celles des argiles entre 2 et 8 %. En basse altitude, les écarts sont généralement plus importants : les quantités de sable fluctuent entre 38 et 92%, celles des limons entre 4 et 41% et celles des argiles entre 2 et 25%. Cette disparité dans la granulométrie en basse altitude s'explique principalement par la variété des formes géomorphologiques observables sur ce territoire. Cohabitent ainsi des dépôts glaciaires, périglaciaires, glaciomarins, littoraux et fluviaux, ayant chacun des caractéristiques et des granulométries particulières. En haute altitude, une moins grande variété de types de

dépôt est généralement observée; les sols sommitaux étant habituellement recouverts d'une mince couche de matériel meuble ou de felsenmeer.

Il est cependant à noter, qu'il existe, même en altitude élevée, plusieurs variations locales dans la composition et la structure des sols, et que ces variations sont influencées notamment par les conditions de déposition et d'altération des matériaux. Ainsi, une analyse plus poussée de certains sols et diamictons peut fournir de précieux renseignements concernant le milieu dans lequel ces dépôts ont évolué. Certaines analyses sédimentologiques, minéralogiques et pédologiques ont déjà été utilisées à cette fin dans différentes recherches sur la péninsule et ont permis de trouver d'importantes variations dans le degré d'altération des sols, d'un endroit à l'autre. Une comparaison entre des sols présentant différents degrés d'altération peut servir à établir une chronologie relative et peut fournir d'importantes indications quant à la survivance ou non des sols aux glaciations. Les analyses et travaux présentés dans ce chapitre ont été effectués dans ce but.

3.2 Méthodes de terrain et de laboratoire utilisées

3.2.1 Sites d'excavation pour les analyses pédologiques

Afin de caractériser les différents sols, de déterminer leur degré d'altération, leur âge relatif ainsi que l'origine du matériel, des analyses pédologiques sont effectuées sur des échantillons provenant de plusieurs sites des zones sommitale, de transition et d'action glaciaire évidente. Pour que ces divers profils de sols puissent servir, de façon valable, de repères chronologiques relatifs et afin de diminuer l'impact des variations spatiales et temporelles liées aux caractéristiques particulières du terrain; un certain contrôle a été effectué lors de la sélection des sites, soit : une similitude dans le matériel parental entre les sites, une microtopographie plane mais sans excès d'accumulation d'eau (et non localisé sur un versant), des successions végétales similaires entre tous les sites de chaque zone altitudinale. Peu de sites de la zone de transition correspondaient à

ces critères, ainsi seulement deux échantillons ont été prélevés dans cette zone (Tableau 3.1). Ce phénomène est explicable par le fait que le relief de la Gaspésie en est un de vallées et de hauts sommets, séparé par des versants abrupts. Ces versants, par leur pente trop abrupte et par leur absence de matériel meuble ne peuvent servir de sites représentatifs de la zone de transition, il s'en suit donc une sous-représentation de cette zone (seulement 2 sites de la zones de transitions possédaient les caractéristiques permettant le prélèvement et l'analyse d'échantillons de sol). La sous-représentation des sites de la zone de transition (comparativement aux zones sommitale et d'action glaciaire) ne permet donc pas d'établir une comparaison précise entre les 3 différentes zones mais permet tout de même de faire ressortir certaines caractéristiques principales différenciant chaque zone.

Tous les sites ayant servi pour ces analyses sont décrits dans le Tableau 3.1 et présentés à la Figure 3.1.

Type de surface		Montagne/ Localisation	Site	Altitude (m)	Coordonnées (lat-long) (UTM,19)		Description des sites
Zone sommitale	Felsenmeer ou tors	Blanche- Lamontagne	BL-01	932	48°51'47" -66°03'38"	715472 m N. 5416226 m O.	Felsenmeer, (syénite, granodiorite)
		de l'Aigle	AI-02	824	48°49'21" -66°08'27"	709119 m N. 5411414 m O.	Mince dépôt et felsenmeer (volcanites felsiques)
		Lyall	LY-01	800	48°46'56" -66°04'51"	713668m N. 5408218 m O.	Felsenmeer (volcanites felsiques)
		Albert	AL-01	988	48°53'36" -66°09'52"	707389 m N. 5419759 m O.	Roche à nue (péridotite)
	Zone d'altération avancée	Périphérie du mont Chauve	CH-02	774	48°49'32" -66°16'32"	699636 m N. 5407155 m O.	Dépôt meuble sous une coulée de blocs (felsite)
		Jacques- Cartier	MJC- 2P	1175	48°59'30" -65°56'30"	723292 m N. 5431301 m O.	Saprolite sur un batholite de granite
	Site péri- glaciaire	Chauve	CH-03	774	48°49'32" -66°16'32"	700134 m N. 5407617 m O.	Dépôt sablo- silteux sous des coulées de blocs (felsite)
Zone de transition		de l'Aigle	AI-03	768	48°48'51" -66°08'25"	709720 m N. 5410436 m O.	Mince dépôt sur roche en place (volcanites felsiques)
		Olivine	OL-01	675	48°54'45" -66°06'52"	711600 m N. 5421602 m O.	Mince dépôt sur roche en place (péridotite)
Zones d'action glaciaire		Périphérie du mont Chauve	CH-07	571	48°49'45" -66°17'59"	698329 m N. 5407917 m O.	Till d'ablation sur un till de fond
		Périphérie de Blanche- Lamontagne	BL-03	735	48°52'49" -66°02'55"	716337 m N. 5417126 m O.	Sol sableux avec cailloux
		Hog's Back	HB-01	589	48°52'17" -66°06'65"	711901 m N. 5415135 m O.	Dépôt meuble à la limite inférieure de la zone de felsen- meer (felsite)
		Périphérie du mont Chauve	CH-06	666	48°50'55" -66°10'42"	705818 m N. 5414220 m O.	Dépôt (till d'ablation) sur roche en place (volcanites felsiques)
		Périphérie du mont Chauve	CH-01	686	48°50'04" -66°16'47"	698292 m N. 541060 m O.	Dépôt meuble (till d'ablation)

Tableau 3.1 : Description des sites d'échantillonnage pour les analyses pédologiques

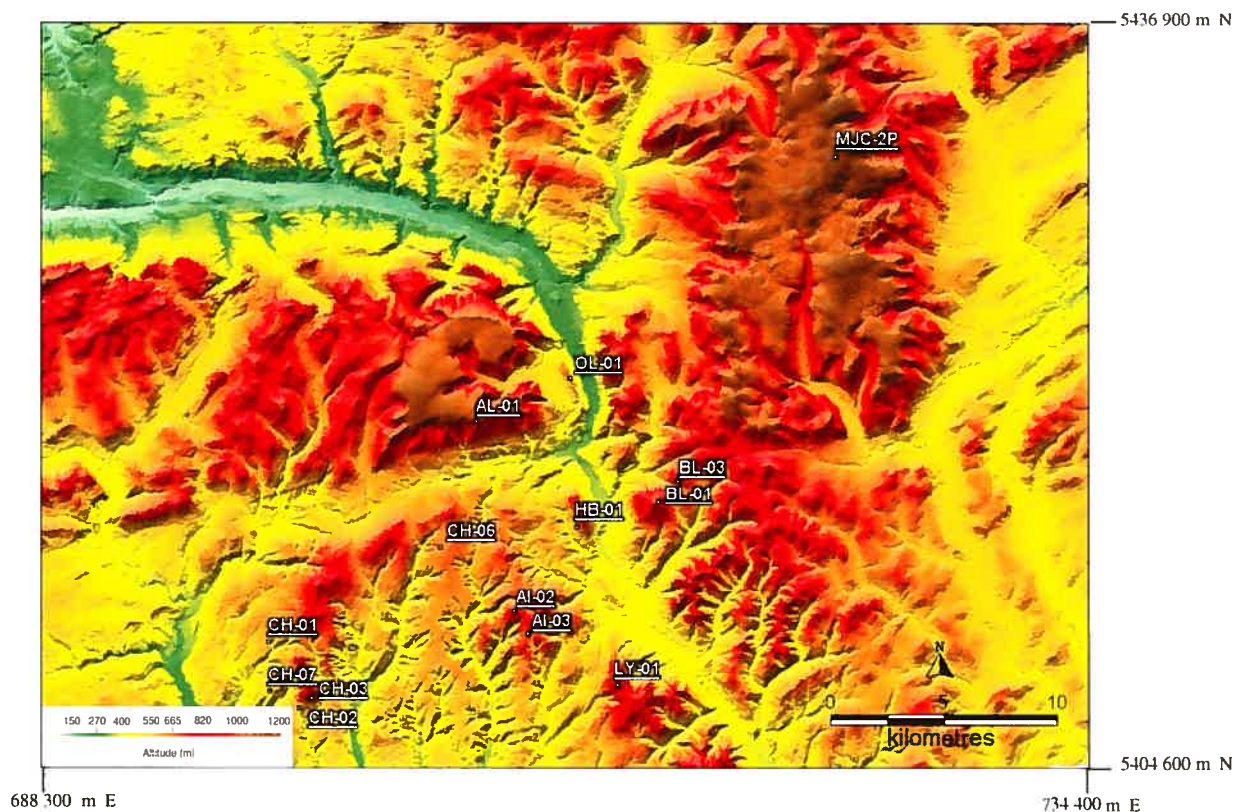


Figure 3.1 : Localisation des sites d'échantillonnage pour les analyses pédologiques

Il est à noter que l'échantillon du mont Jacques-Cartier (MJC-2P) a été prélevé lors d'une campagne d'échantillonnage antérieure effectuée par Gray *et al.*, (1987). Certaines analyses ont déjà été effectuées sur des échantillons de ce site et sont décrites dans les travaux de Wang *et al.* (1982), Ross *et al.* (1983), Baron-Lafrenière (1983) et Wang et Ross (1989). Présentant des caractéristiques d'altération avancée, ce sol du mont Jacques-Cartier a dès lors été caractérisé comme un saprolite. Dans le cadre de cette recherche, il devient un point de comparaison servant à déterminer si les autres sites de la région ont subi une altération similaire.

Les différents sites d'échantillonnage ont été excavés sur une profondeur variant de 30 cm à 296 cm. La profondeur des excavations était fonction de l'épaisseur des dépôts meubles, de la rencontre de gros blocs ainsi que des instruments utilisés pour creuser (la pelle ou la machine). Les coupes de sol ont été ouvertes jusqu'à l'atteinte de la roche en place, lorsque cela était possible. Les deux coupes les plus profondes, localisées au mont de l'Aigle, ont été creusées par la machinerie du Groupe Shickshock

(compagnie de prospection minière), tandis que les autres sites ont été creusés à la pelle. Les sols ont été systématiquement échantillonnés dans chaque principaux horizons (A, B, BC, C) et à chaque unité stratigraphique afin d'obtenir des informations sur la nature des dépôts meubles. Ainsi, les excavations effectuées sur plusieurs sommets peuvent mettre en évidence différents lithofaciès glaciaires et non glaciaires, et fournir des renseignements sur les évènements ayant façonné la région. Toutefois, pour la majorité des sites, un seul échantillon a été sélectionné pour les analyses pédologiques. Généralement, l'échantillon choisi a été pris dans l'horizon B où s'accumulent les oxydes durant la pédogénèse. Certains sites révélant des particularités morphologiques ont cependant été analysés à différentes profondeurs. Cinq sites ont ainsi fait l'objet d'analyses le long de leur profil, afin d'évaluer le degré d'altération en fonction de la profondeur. Ces cinq sites ont été retenus parce que **a)** ils montraient une délimitation très nette entre leurs différents horizons, **b)** ont pu être creusés sur une bonne profondeur **c)** étaient représentatifs des coupes pouvant être observée de leur zone altitudinale ou parce qu'ils semblaient avoir une altération peu commune (CH-02).

La description des coupes, l'altitude et la profondeur de chaque échantillon analysé sont compilées dans le Tableau 3.7 de la section 3.4 (p. 48). Il est à noter que, dans la majorité des coupes de sol, aucun échantillon n'a été prélevé près de la surface, les propriétés des horizons B nous renseignant largement sur l'altération ou les phénomènes de précipitation. Toutefois, dans des études ultérieures, il pourrait être pertinent d'effectuer aussi l'étude des horizons Ae; ceux-ci sont aussi porteurs d'informations sur les mécanismes d'altération, sans qu'il y ait présence d'enrobements et de précipitations de nouvelles phases solides.

3.2.2 Méthode de laboratoire pour les analyses physicochimiques

La méthode utilisée pour caractériser les sols et déterminer leur âge relatif selon leur degré d'altération consiste en une série d'analyses effectuées sur des échantillons préalablement séchés et tamisés à 2 mm. Ces analyses sont : **a)** la granulométrie par

tamissage et hydrométrie (Courchesne et Savoie, 1991); **b)** l'analyse des concentrations d'oxydes de fer, d'aluminium et de silice, déterminées par absorption atomique (AAS) (Ross et Wang, 1993); **c)** des analyses sur la minéralogie des argiles par diffraction aux rayons X (Thorez, 2003).

Les concentrations d'oxydes de fer, d'aluminium et de silice sont analysées à l'aide d'extractions sélectives au pyrophosphate de sodium, à l'oxalate d'ammonium acide et au dithionite-citrate-bicarbonate (DCB). La première extraction permet de retirer les métaux complexés à la matière organique. L'oxalate d'ammonium acide est utilisé pour l'extraction des métaux amorphes inorganiques et des métaux complexés à la matière organique des sols. Pour sa part, le DCB dissout les oxydes et les oxyhydroxydes cristallins et enlève presque tout le fer provenant des composés secondaires dans les sols (Alexander, 1974). Les concentrations d'oxydes obtenues par ces extractions peuvent donner une indication sur l'altération des sols. En effet, les concentrations de fer cristallin, d'aluminium et de silice sous la forme d'oxydes amorphes évoluent en fonction du degré d'altération des sols et sont généralement plus élevées dans des sols très altérés (Segalen, 1973). Dans le but d'effectuer des comparaisons entre les différentes zones, la concentration moyenne de chaque oxyde a ensuite été calculée pour chaque zone altitudinale. Un test-t à un seuil de signification de $\alpha = 0.1$ a aussi été effectué en vue d'évaluer les différences existant entre les sites sommitaux et d'action glaciaire.

La composition minéralogique des argiles est effectuée par diffraction des argiles aux rayons X à l'aide d'un diffractomètre D5000 de Siemens. La fraction argileuse des échantillons a été prélevée par décantation échantillons puis prétraitée au NaOCl pour l'élimination de la matière organique et au dithionite de sodium pour la destruction des sesquioxides de Fe et Al (Courchesne et Savoie, 2001). Les échantillons sont préparés selon la méthode évoquée par Thorez (2003) : ils sont traités au potassium, au lithium glycolé et chauffés à 100° C et 300 °C. Des traitements à l'hydrazine sont aussi effectués sur les échantillons à forte teneur à kaolinite afin d'identifier la structure de celle-ci. Cette méthode permet de différencier la kaolinite de l'halloysite. Les analyses se sont déroulées au laboratoire de diffraction aux rayons X du Département des sciences de la

terre de l'UQAM, avec la collaboration de monsieur Michel Préda, agent de recherche au laboratoire de diffraction aux rayons X, qui a aussi fortement contribué à l'analyse des spectres. Les résultats ainsi obtenus ont été quantifiés en pourcentage. Il est toutefois important de mentionner que cette analyse demeure semi-quantitative et ne donne qu'une approximation grossière de la réalité (Soares *et al.*, 2005; Kahle *et al.*, 2002). Effectivement, malgré toute la précision apportée aux analyses, il a été démontré qu'il existe toujours d'importantes variations entre les résultats obtenus d'un laboratoire à l'autre (Ottner *et al.*, 2000), la quantification des espèces minéralogiques présentes étant une chose fort délicate. Les pourcentages ainsi présentés constituent donc plus un ordre d'abondance que de véritables pourcentages.

3.3 Résultats des analyses chimiques sur l'altération des sols en fonction de l'altitude :

La présentation des résultats des analyses pédologiques (minéraux dans la fraction argileuse, granulométrie, concentrations de fer, d'aluminium et de silice) se fera en deux étapes. Premièrement, les résultats liés aux différentes zones altitudinales seront exposés pour permettre d'établir une différenciation entre la zone sommitale, la zone de transition et la zone d'action glaciaire. Puis, dans un second temps, les résultats des différents profils verticaux seront présentés, permettant alors une caractérisation plus précise de certains sites particuliers. Les principaux résultats de tous les sites à l'étude sont compilés dans les Tableaux 3.2 et 3.3.

Échantillon ¹	Zone ²	Alt. (m)	Profondeur (cm)	Argile	Limon (%)	Sable	Plus abondant	2° plus abondant	3° plus abondant	Minéraux dans la fraction argileuse ³ Autres (présents à plus de 1%) (en ordre décroissant d'importance)	Ratio secondaire/ primaire
BL-01-B	S	932	0-49	7	26	67	Alb (27)	Q (25)	Ch (9) & F (9)	Gy, V, Sm, K, Mu, Pyro, Am, Dol, Goe, Ma, Ana	0.112
BL-01-C	S	932	49-55	7	35	58	Q (22)	Alb (21)	Ch (12)	F, Mu+B, Gy, Py, I, H, Ma, Am, Dol, Hé, Ana, Cal, Gib	0.139
AI-02-A	S	824	50-126	4	31	65	Q (29)	K (19)	Ch (16)	F, I, Ta, Alb, Mu+B, Ap, H, Sm, Gy	1.7
AI-02-B	S	824	128-206	7	42	51	Q (56)	Ch (12)	F (5)	Mu, K, Alb, Gy, Goe, Py, Ana, Dol, Cal, V, Gib	0.593
AI-02-C	S	824	206-296	10	31	59	Q (52)	Ch (16)	F (6)	Mu, Goe, Gy, K, Pyro, Gib, Alb, Dol, Par,	0.482
LY-01	S	800	30-45	6	34	60	Q (52)	Mu (24)	Ch (16)	I, F, K, Am, T	0.583
AL-01	S	988	36-40	4	34	62	K (37)	Q (11)	F (8)	Ch, T, Cli, Mu+Sm, Mu, Gy, I, Dol, Alb, Cal, Gib, Pyro, Ana	3.672
CH-02-A	S	774	40-53	6	22	72	Alb (21)	Q (19)	Ch (10)	K, F, Gy, Gib, Mu, Goe, Ana, Pyro, Hé, Pyri, Para, ma, Apa	0.595
CH-02-B	S	774	53-134	4	29	67	Alb (24)	Q (19)	F (11)	K, Gy, Hé, Pyri, Ana, Goe, Gib, Pyro, Dol, Mu, Apa	0.332
CH-02-C	S	774	134-196	4	42	54	Alb (32)	Q (16)	F (14)	Gib, Gy, K, Goe, Ana, Pyro, Dol,	0.318
CH-02-D	S	774	137-168	3	43	54	K (26)	F (20)	H (13)	Gib, Q, Mu+B, I, Alb, T, Gy, Ch, Ap, Pyro	1.963
CH-02-E	S	774	196-200	4	28	68	F (22)	Alb (17)	K (11)	Ch, I, Q, T, Dol, Gy, Pyro, H, Goe, Mu+B	0.469
MJC-2P	S	1175	250-290	8	26	66	Gib (60)	K (12)	F (6)	Mu+B, K-I, Para, Q, H, Ch, Ana, Hé	12.83
CH-03-B	S	774	107-167	7	21	72	Q (20)	F (15)	I (14)	K, Ch, Gib, Mu, Alb, H, Ma	1.221
AI-03-C	T	768	165-235	2	18	80	Q (50)	Ch (12)	F (8)	K, Gy, Alb, Mu, Goe, Pyro, T, Gib, Ma, Apa,	0.67
OL-01	T	675	30-35	6	34	60	Ch (24)	T (19)	Q (19)	K, Sm, F, Amp, Cli, Gy, Pa, Mu+B, Goe	4.512
CH-07-A	G	571	0-66	17	41	42	Ch (37)	Q (21)	Mu (10)	I, K, F, Gib, Alb, Gy, Amp	1.69
CH-07-B	G	571	66-90	25	37	38	Q (26)	Mu (23)	Ch (17)	Mu+Sm, I, K, F, Sm, Gib, Alb, Gy	1.464
BL-03	G	589	63-138	2	38	60	Ch (28)	Mu (24)	Q (13)	Alb, F, T, I, G, Gib, Cal, Dol	0.12
HB-01	G	589	22-40	6	34	60	Ch (21)	Q (21)	F (11)	I, Alb, H, Gib, Dol, Ma, Gy, Mu+B, Amp	1.054
CH-06-B	G	666	65-89	5	9	86	Q (49)	Ch (15)	Mu (12)	F, Gy, Alb, Gib, Goe, Py	0.233
CH-06-C	G	666	89-107	4	4	92	Ch (24)	Mu (16)	Q (14)	Goe, Gy, Alb, Para, F, V, K, S, Pyro, Cal, Le, Dol	0.64
CH-01-D	G	686	0-140	7	33	60	H (31)	Q (14)	Mu (13)	Ch, K, F, I, Gib, Gy, Sm	8.622

Tableau 3.2 : Tableau synthèse des analyses granulométriques et de la diffraction des argiles aux rayons X.

¹ Les sites en caractères gras sont ceux ayant été utilisés pour l'analyse des données des différentes zones altitudinales; les autres ont servi à l'analyse des profils.

² S : zone sommitale; T : zone de transition; G : zone d'action glaciaire évidente.

³ Alb : Albite, Am : Amphibole, Ana : Anatase, Ap : Apatite, B : Biotite, Cal : Calcite, Ch : Chlorite, Cli : Clinohyrosilite, Dol : Dolomite, F : K-Feldspath, Gib : Gibbsite, Goe : Goethite, Gy : Gypse, H : Halloysite, Hé : Hématite, I : Interstratifiés, K : Kaolinite, Le : Lépidoïrocrite, Ma : Magnétite, Mu : Muscovite, Pyr : Pyrite, Pyro : Pyroxène, Q : Quartz, Sm : Smectite, Ta : Talc, V : Vermiculite

Échantillon¹	Zone²	Profondeur (cm)	% de kaolinite	% de gibbsite
BL-01-B	S	0-49	3	1
BL-01-C	S	49-55	1	1
AI-02-A	S	50-126	19	2
AI-02-B	S	128-206	4	1
AI-02-C	S	206-296	2	2
LY-01	S	30-45	3	0
AL-01	S	36-40	37	1
CH-02-A	S	40-53	10	6
CH-02-B	S	53-134	9	3
CH-02-C	S	134-196	5	10
CH-02-D	S	137-168	26	7
CH-02-E	S	196-200	11	3
MJC-2P	S	250-290	12	60
CH-03-B	S	107-167	12	8
AI-03-C	T	165-235	6	1
OL-01	T	30-35	18	0
CH-07-A	G	0-66	7	3
CH-07-B	G	66-90	5	3
BL-03	G	63-138	0	2
HB-01	G	22-40	10	4
CH-06-B	G	65-89	1	1
CH-06-C	G	89-107	2	1
CH-01-D	G	0-140	10	3

Tableau 3.3 Pourcentage de kaolinite et de gibbsite dans la fraction argileuse des différents échantillons

3.3.1 Minéralogie et granulométrie des argiles pour les sites de la zone sommitale et de la zone de transition

a) Le cas des monts Albert et Olivine

Avant d'examiner plus en détail tous les échantillons en provenance des zones sommitale et de transition, une précision mérite d'être apportée. Bien que présentées dans le Tableau 3.2, les données relatives au mont Albert (AL-01) et au mont Olivine (OL-01) ne peuvent être traitées avec l'ensemble des autres données. Ces monts ont des caractéristiques minéralogiques particulières : leur composition de péridotite serpentinisée contraste avec la géologie des autres sites à l'étude (constitués principalement de granite ou de felsite). Pour cette raison, leurs échantillons ont été

analysés à titre informatif, et ne peuvent être comparés aux autres échantillons de leur zone respective.

L'analyse de la minéralogie des argiles de ces monts est d'ailleurs révélatrice de leur particularité géologique : il s'agit des deux seuls sites pourvus de clinochrysotile (serpentine fibreuse) dans leur fraction argileuse. Notons aussi la présence de grande quantité de kaolinite sur ces deux sommets : 36 % au mont Albert et 17% au mont Olivine. L'abondance de ce minéral secondaire sur ces sommets doit principalement être reliée à la présence de serpentine dans la lithologie locale. Cette serpentine est effectivement associée au groupe de la kaolinite et est homéotype de ce minéral (Millot, 1964). De plus, la kaolinite est aussi la résultante d'une forte altération de l'olivine (Churchman, 2000), minéral présent en bonne quantité dans le mont du même nom.

Ajoutons également que le talc constitue un élément non négligeable de la composition minéralogique des sols des monts Olivine et Albert avec des quantités respectives de plus de 19% et 7%. La présence de ce minéral peut s'expliquer par le fait qu'il est souvent associé aux gisements hydrothermaux des roches basiques ou à un métamorphisme de faible température (Millot, 1964; Velde, 1992), principalement dans les environnements à haute teneur en magnésium (Zelazny et White, 1989), comme c'est le cas ici. De plus, il s'agit d'un produit d'altération des pyroxènes (Churchman, 2000), minéraux entrant dans la composition de la péridotite. Retenons aussi que le mont Olivine constitue le site ayant la plus haute teneur en smectite, résultat de l'altération de la chrysotile et de la chlorite (Dixon, 1989). La présence du talc et de la smectite peut ainsi être un indice d'une altération importante des dépôts meubles de ces sommets, d'origine possiblement hydrothermale.

Il est aussi à souligner que les échantillons des monts Albert et Olivine, bien que se trouvant dans deux zones altitudinales différentes, ont des granulométries comparables. Toutefois, cette granulométrie analogue à ce qui est observé dans l'ensemble des autres sites, et n'est donc pas révélatrice de particularités locales.

b) Les stocks granitiques et felsiques (tous les sommets à l'exclusion de ceux des monts Albert et Olivine)

Les résultats obtenus dans la zone sommitale sont représentatifs, en partie, des spécificités géologiques locales. Ainsi, pour la majorité des sites, le quartz est le minéral le plus abondant, suivi par l'albite, la chlorite ou la muscovite, selon le site. L'anatase et le rutile sont aussi présents dans les sites d'altitude élevée. Minéraux accessoires dans les granites, leur présence s'explique par la lithologie des sommets (stocks felsiques et granitiques). Leur absence en basse altitude est la résultante du changement de minéralogie. Effectivement, les mudrocks, grès et roches métasédimentaires constituant le fond des vallées sont dépourvus de ces minéraux.

La minéralogie de l'échantillon en provenance du mont Jacques-Cartier (MJC-2P) contraste avec celle des autres sites échantillonnés en zone sommitale. La fraction de 2 microns et moins de cet échantillon, prélevé près du sommet de ce batholite de granite, est constitué presque exclusivement de gibbsite et de kaolinite. Il s'agit donc d'un site à prédominance de minéraux secondaires. Ceci vient corroborer ce qui a été observé par les travaux de Wang *et al.* (1982) et de Ross *et al.* (1983). Les caractéristiques de ce profil du mont Jacques-Cartier, ses particularités, et ses différences avec les autres sites de la région seront discutées plus en détail dans la section 3.5.3 de ce chapitre.

Le mont Jacques-Cartier constitue de loin le site où les concentrations de gibbsite sont les plus importantes. Cependant, des minéraux secondaires sont aussi présents dans les autres sites d'altitude élevée mais en moins grande proportion. Ainsi, selon les données exposées dans les Tableaux 3.2 et 3.3, les concentrations de kaolinite varient entre 1 et 12 % dans les 5 autres sites de la zone sommitale ici considérés. Pour la gibbsite, les taux varient entre 0 et 10 %. Cette forte différence dans la teneur en minéraux secondaires d'un site sommital à l'autre peut être dû au fait que tous les sites d'altitude élevée n'ont pas le même degré d'altération et que certains ont pu subir plus d'éluviation. Ces taux ne sont pas non plus révélateur d'une forte altération due à une altération sous un climat chaud et humide tropical.

Il est toutefois important de spécifier que la présence de minéraux secondaires n'est pas l'unique apanage des sommets: certains sites en haute altitude n'en contiennent que très peu (notamment BL-01; AI-02; LY-01) tandis que certains en basse altitude ont des quantités notables avec des taux variant entre 0 et 10 % pour la kaolinite et entre 1 et 4% pour la gibbsite. La présence de ces mêmes minéraux argileux en plus basse altitude, peut traduire soit une altération des zones de moindre altitude, soit un transport des matériaux des zones sommitales vers les zones de plus basse altitude. Il est vrai que les pourcentages les plus élevés en basse altitude (kaolinite : 10%, gibbsite : 4 %) sont inférieurs aux pourcentages les plus élevés en haute altitude (kaolinite : 12 %, gibbsite : 10 %), toutefois, si l'on considère que les résultats sont obtenus à partir d'analyses semi-quantitatives sur les argiles, on ne peut considérer qu'il s'agit là d'une différence significative dans les teneurs minéraux secondaires entre les deux zones. Ainsi le seul site de haute altitude se démarquant vraiment est le site MJC-2P du mont Jacques-Cartier.

Le site de la zone de transition AI-03-C (voir Figure 3.1 pour la localisation) a une composition minéralogique équivalente à ce qui est observé en zone sommitale. Les constituants argileux sont principalement le quartz et la chlorite, suivis par le feldspath alcalin et la kaolinite.

Au sujet de la granulométrie des dépôts, la différence n'est pas marquée entre les sites de la zone sommitale et le site de la zone de transition. Par contre, une importante variation des quantités de limon et d'argile est observable au sein même des échantillons de la zone sommitale (voir Tableau 3.2). Différents facteurs peuvent influencer la taille des particules, notamment le degré et le type d'altération, la distance parcourue par le matériel depuis son lieu d'origine, le mode de sédimentation, l'abrasion (Pettijohn, 1957; Birkeland, 1974) ou encore le type de matériel d'origine (Birkeland, 1974). Ainsi, ces importants écarts d'un site à l'autre sont le reflet des multiples facteurs et processus ayant contribué à la mise en place des sols.

3.3.2 Minéralogie et granulométrie des argiles pour les sites de la zone d'action glaciaire

La minéralogie des sites de la zone d'action glaciaire est quelque peu différente de celle observée sur les sommets ou dans la zone de transition. Les sites de basse altitude sont principalement constitués de chlorite, de quartz et de muscovite. Les minéraux, tels la chlorite et les micas (muscovite), sont des minéraux primaires, généralement considérés comme étant facilement altérables (Allen et Hajek, 1989; Barnhisel et Bertsch, 1989). Il est à noter que leur présence est plus importante dans la zone d'action glaciaire que dans les autres zones.

Les résultats granulométriques obtenus autant en zone glaciaire que sur les sommets correspondent étroitement à ce qui a été décrit par Day et Mc Menamin (1983) dans leur caractérisation des sols de la Gaspésie (voir section 3.1). Les écarts granulométriques entre les sites sont encore plus grands en zone d'action glaciaire qu'en zone sommitale en raison de la plus grande variété d'agents, tant glaciaires, périglaciaires, éoliens que fluviaux qui ont pu façonner ces dépôts. Ces divers agents ont d'ailleurs eu une action plus ou moins intense d'un site à l'autre, soumettant alors les dépôts à une abrasion différente et modifiant la granulométrie.

Le graphique présenté à la Figure 3.2 constitue une synthèse des résultats, en vue d'établir une comparaison claire entre la zone sommitale, la zone de transition et la zone d'action glaciaire évidente. Ce graphique expose les pourcentages moyens observés pour chacun des minéraux principaux dans chaque zone. Seulement 14 des 30 minéraux analysés ont été insérés dans ce graphique, car les autres n'étant présents qu'en infime proportion, ils n'auraient pas ajouté de précision à l'interprétation des données. Les sites utilisés pour la compilation des résultats sont indiqués en caractère gras dans le Tableau 3.2. Notons que ni le site du mont Albert (AL-01) ni le site du mont Olivine (OL-01) n'ont été intégrés au calcul des pourcentages moyens. Leur particularité lithologique aurait introduit un biais dans l'analyse des résultats.

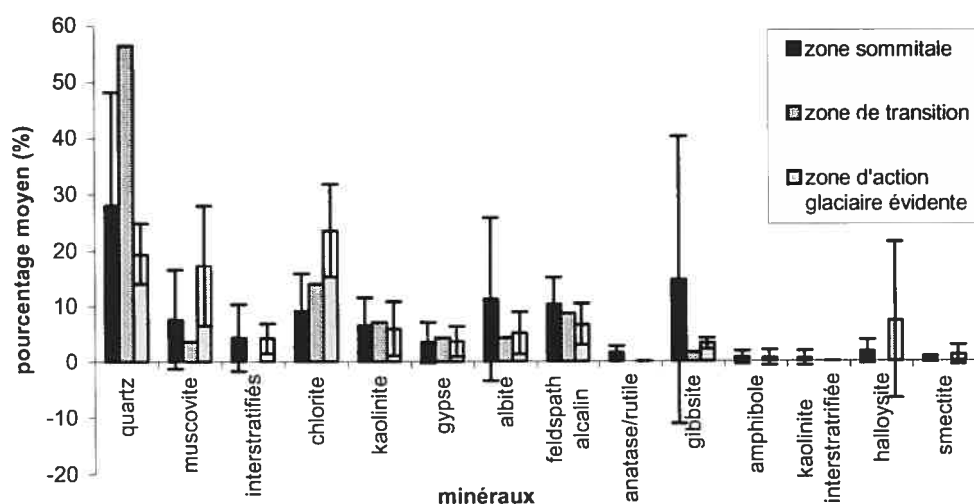


Figure 3.2 : Pourcentage moyen des principaux minéraux argileux pour les différentes zones altitudinales

N.B. La forte quantité de gibbsite en zone sommitale ainsi que le fort écart-type qui y est relié est notamment dû aux caractéristiques particulières observées aux sites du mont Jacques-Cartier.

Bien que les quantités de minéraux primaires, tels le feldspath-K et le plagioclase (albite), soient légèrement supérieures dans la zone sommitale (ce qui est probablement lié aux caractéristiques géologiques des sommets), cette zone est aussi celle qui présente les plus forts taux de certains minéraux secondaires. Ainsi, le taux de gibbsite y est largement supérieur (13 % sur les sommets vs 3 % en zone d'action glaciaire), ce qui est fortement dû au fort taux observé au mont Jacques-Cartier. Dans l'ensemble, les quantités moyennes de kaolinite sont équivalentes pour les zones sommitales, de transition et de basse altitude. Toutefois, en se fiant au Tableau 3.2, on remarque que les sites avec les plus fortes quantités de kaolinite proviennent tous de profils de sol de la zone sommitale. Dans une section subséquente de ce chapitre, les nuances entre les profils des diverses zones seront analysées, et la prédominance de la kaolinite dans certains profils de la zone sommitale sera alors plus évidente (section 3.5).

La Figure 3.2 révèle bien la plus grande abondance de certains minéraux primaires vulnérables à l'altération (comme la chlorite) (Allen et Hajek, 1989; Barnhisel et Bertsch, 1989) dans les échantillons de la zone d'action glaciaire. Le graphique montre aussi une forte proportion d'halloysite (forme hydratée de kaolinite) dans cette zone. Ce résultat est obtenu principalement à cause de l'échantillon CH-01-D, apparemment un till, dont le minéral dominant est l'halloysite. En effet, les autres sites de basse altitude étaient pratiquement dépourvus de ce minéral. La grande quantité d'halloysite dans cet échantillon peut découler de l'origine particulière du dépôt CH-01-D : il a pu être transporté par la glace à partir d'un site à forte teneur en halloysite. Les tills peuvent fréquemment être composés de matériel précédemment altéré, puis remanié par l'action glaciaire. Il peut donc exister un lien étroit entre certains sites d'altération avancée et des tills (Islam *et al.*, 2002), ce qui est probablement le cas pour ce site à forte teneur en halloysite. On ne doit donc pas prendre l'halloysite pour un élément représentatif de l'ensemble des sites de la zone d'action glaciaire; il s'agit plutôt d'une particularité locale.

3.3.3 Index d'altération pour les minéraux argileux

En vue de déterminer avec précision s'il existe une différence dans l'altération des sols en fonction de l'altitude et afin de quantifier cette différence, un index d'altération des sols a été créé. La création et l'utilisation d'un tel index a été rendue possible en raison du contrôle effectué lors de l'échantillonnage sur le terrain en vue de limiter les facteurs confondants potentiels. Ainsi, les sites sélectionnés avaient des minéralogies et des granulométries similaires, de faibles pentes, des mêmes types de végétation et des conditions de drainages équivalentes. Ces facteurs étant contrôlés, les résultats obtenus par le biais d'un index d'altération peuvent donner d'importantes informations sur les caractéristiques de chaque zone.

La kaolinite, l'halloysite et la gibbsite sont des minéraux secondaires produits par l'altération de minéraux primaires (Millot, 1963; Tardy *et al.*, 1973; Vasquez, 1981; Hsu,

1989; McBride, 1994) et indiquent, par conséquent, le degré d'altération des sols. Dans cette optique, un ratio des minéraux secondaires/ primaires a été calculé (Marquette, 2002). Ce ratio est fait à partir des concentrations en g/Kg de : gibbsite+ kaolinite+ kaolinite interstratifiée+ halloysite/ feldspath-K + plagioclase. Les résultats ainsi obtenus montrent une grande variation dans les ratios d'un site à l'autre : en zone sommitale, les ratios varient de 0.139 au mont Blanche-Lamontagne à 12.83 au mont Jacques-Cartier (voir Tableau 3.2). Ce dernier résultat est associé au site caractérisé comme un saprolite et analysé antérieurement par Wang *et al.* (1982, 1989).

En zone d'action glaciaire, les variations d'un site à l'autre sont aussi très importantes : les résultats du calcul du ratio s'échelonnant de 0.12 à 8.622. Il est toutefois à noter que ce dernier résultat correspond au site CH-01-D (discuté précédemment) et à sa forte teneur en halloysite. En moyenne, les sites sommitaux ont un ratio de 2.61, tandis que celui des sites glaciaires est légèrement inférieur : 2.38. Ce ratio tombe cependant à 0.82 si l'on enlève la valeur extrême du site CH-01-D. Ces données révèlent que les minéraux secondaires sont un peu plus importants dans la zone sommitale, mais elles indiquent surtout qu'il existe une grande hétérogénéité d'un site à l'autre, peu importe la zone altitudinale.

3.3.4 Les concentrations des oxydes de Si, Fe, Al en fonction de l'altitude

Les analyses des concentrations de fer, d'aluminium et de silice dans les sols en fonction de l'altitude sont exposées dans le Tableau 3.4. Afin d'alléger le texte et d'en faciliter la lecture, des abréviations sont utilisées pour décrire les différentes extractions. Ainsi, les extractions à l'oxalate d'ammonium seront décrites par Fe_o , Al_o et Si_o , celles au pyrophosphate seront suivies de la lettre «p» (Fe_p et Al_p) et celles au dithionite-citrate-bicarbonate de la lettre «d» (Fe_d). Les concentrations d'oxyde amorphe ($Fe_{(o-p)}$ et $Al_{(o-p)}$) seront représentées par les abréviations Fe_a et Al_a tandis que pour l'oxyde de fer cristallin ($Fe_{(d-o)}$) on utilisera l'abréviation Fe_c .

Symbole		Type d'extraction effectuée
Fe_o; Al_o; Si_o	=	Extraction du fer, de l'aluminium ou de la silice amorphe et organique
Fe_p; Al_p	=	Extraction du fer ou de l'aluminium organique
Fe_d	=	Extraction du fer cristallin et organique
Fe_a	=	$\frac{\text{Fe}_o}{(\text{Fer amorphe} + \text{organique})} - \frac{\text{Fe}_p}{(\text{Fer organique})}$
Fe_c	=	$\frac{\text{Fe}_d}{(\text{Fer cristallin} + \text{amorphe} + \text{organique})} - \frac{\text{Fe}_o}{(\text{Fer amorphe} + \text{organique})}$
Al_a	=	$\frac{\text{Al}_o}{(\text{Aluminium amorphe} + \text{organique})} - \frac{\text{Al}_p}{(\text{Aluminium organique})}$
Al_c	=	$\frac{\text{Al}_d}{(\text{Aluminium cristallin} + \text{amorphe} + \text{organique})} - \frac{\text{Al}_o}{(\text{Aluminium amorphe} + \text{organique})}$

Tableau 3.4: Tableau explicatif des extractions effectuées et des symboles utilisés

Le Tableau 3.5, en plus de décrire les échantillons et d'exposer les résultats obtenus par les différentes méthodes d'extraction, présente aussi le ratio Fe_a/Fe_c . Ce ratio peut donner des informations importantes quant à l'altération des sols : au fur et à mesure du vieillissement des sols, les proportions de Fe_a comparées à celles de Fe_c se modifient. Comme l'observe Alexander (1974), dans les premiers stades de développement des sols, la libération du Fe à partir des minéraux primaires ainsi que son illuviation des horizons de sol en surface sont relativement rapides et peuvent excéder le taux de cristallisation dans les composants secondaires. À ce stade, les quantités de Fe_a peuvent être élevées. Puis, au fur et à mesure du vieillissement du profil, il y a augmentation du Fe_c (Alexander, 1974).

Échantillon ¹	Zone ²	Profondeur ³ (cm)	Couleur	Fe _o	Fe _p	Fe _d	Fe _a	Fe _c	Al _o	Al _p	Al _a	Si _o	Ratio Fe _a /Fe _c ⁴
BL-01-B	S	0-49	10YR6/6	3.30	1.65	0.45	1.65	-2.85	10.80	3.70	7.10	1.76	-0.579
BL-01-C	S	49-55	10YR7/4	2.26	0.75	3.60	1.51	1.34	9.20	2.90	6.30	2.56	1.123
AI-02-A	S	50-126	10YR5/4	5.72	6.25	9.92	-0.53	4.20	10.00	6.30	3.70	1.12	-0.126
AI-02-B	S	128-206	10YR5/4	4.74	2.60	7.77	2.14	3.03	4.04	2.50	1.54	0.64	0.706
AI-02-C	S	206-296	10YR5/4	5.99	1.65	10.43	4.34	4.44	3.52	1.30	2.22	0.32	0.977
LY-01	S	30-45	7.5YR 4/4	5.32	1.35	11.21	3.97	5.89	3.52	1.20	2.32	0.52	0.674
AL-01	S	36-40	10YR5/4	7.84	0.24	10.01	7.60	2.17	0.12	0.60	-0.48	2.92	3.502
CH-02-A	S	40-53	7.5 YR 6/6	1.34	0.27	7.75	1.07	6.41	5.50	1.45	4.05	1.08	0.167
CH-02-B	S	53-134	2.5YR 6/6	0.30	0.10	7.05	0.20	6.75	2.52	1.00	1.52	7.05	0.030
CH-02-C	S	134-196	5YR7/4	0.31	0.06	5.88	0.25	5.57	3.80	1.10	2.70	5.88	0.045
CH-02-D	S	137-168	5YR7/4	0.47	0.08	10.37	0.39	9.90	3.40	1.30	2.10	0.60	0.039
CH-02-E	S	196-200	10YR 7/6	0.36	0.08	4.73	0.28	4.37	3.00	1.00	2.00	0.80	0.064
MJC-2P	S	250-290	10YR7/3	2.10	0.20	6.72	1.90	4.62	5.72	2.40	3.32	1.20	0.411
CH-03-B	S	107-167	10YR 7/6	1.23	0.19	5.33	1.04	4.10	5.36	2.00	3.36	1.72	0.253
AI-03-C	T	165-235	10YR4/4	4.38	1.63	10.42	2.75	6.04	3.76	1.90	1.86	0.92	0.455
OL-01	T	30-35	10YR 4/4	8.01	10.20	9.96	-2.19	1.95	0.10	1.05	-0.95	1.32	-1.123
CH-07-A	G	0-66	10YR5/4	7.12	9.84	10.04	-2.72	2.92	5.56	3.35	2.21	0.64	-0.932
CH-07-B	G	66-90	2.5YR6/4	3.57	0.96	9.13	2.61	5.56	3.28	0.50	2.78	0.56	0.469
BL-03	G	63-138	10YR5/4	5.10	2.77	9.86	2.33	4.76	5.08	2.80	2.28	0.96	0.489
HB-01	G	22-40	10YR5/3	0.78	0.77	5.00	0.01	4.22	2.01	2.37	-0.36	3.24	0.002
CH-06-B	G	65-89	2.5YR5/4	1.74	0.41	9.66	1.33	7.92	2.56	1.10	1.46	0.92	0.168
CH-06-C	G	89-107	10YR4/4	7.46	2.35	4.77	5.11	-2.69	4.92	1.30	3.62	4.77	-1.899
CH-01-D	G	0-140	2.5Y 7/6	3.42	2.85	1.63	0.57	-1.79	4.32	3.20	1.12	0.88	-0.318

Tableau 3.5: Oxydes dans les sols de la Gaspésie

¹ Les sites en caractères gras sont ceux ayant été utilisés pour l'analyse des données altitudinales; les autres ont servi à l'analyse des profils

² S : zone sommitale, T : zone de transition, G : zone d'action glaciaire évidente

³ On peut noter que, pour chaque site les concentrations de Fe, Al et Si sont mesurées à des profondeurs distinctes en raison des particularités du terrain. Toutefois, afin de limiter les facteurs confondants potentiels, des horizons B similaires ont été utilisés pour chaque site.

⁴ Les ratios négatifs de BL-01-C, CH-06-C, CH-01-D, sont dus à une valeur négative de Fe_c tandis que les ratios négatifs de AI-02-A, CH-07-A, OL-01 sont dus à des valeurs négatives de Fe_a

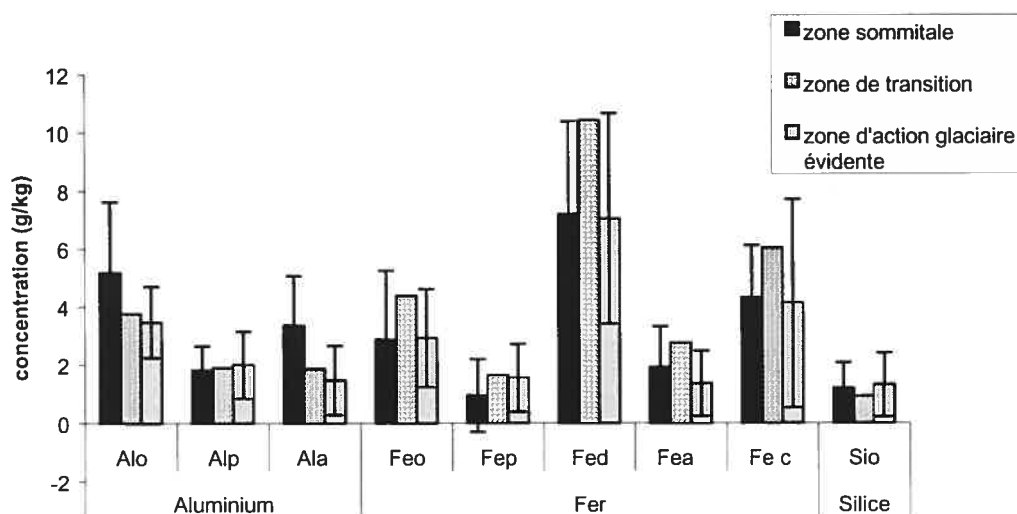


Figure 3.3 : Concentrations en oxydes d'aluminium, de fer et de silice pour chacune des zones à l'étude

Le graphique de la Figure 3.3 a été conçu dans le but de faire ressortir les contrastes existant entre les différentes zones pour les extractions (Al_o , Al_p , Fe_o , Fe_p , Fe_d , Si_o) et pour les concentrations d'oxydes (Al_a , Fe_a , Fe_d). Remarquons d'abord que les écarts types des populations des zones sommitale et d'action glaciaire sont élevés et témoignent d'une grande variation au sein des échantillons d'une même zone d'analyse. Le site de la zone de transition ne porte pas d'écart type, car seul un échantillon de cette zone a été analysé (étant donné la faible présence de cette zone dans le paysage gaspésien et la difficulté d'en obtenir des échantillons). Ainsi, cette zone n'est incluse dans ce graphique qu'à titre indicateur et ne peut servir à établir une véritable comparaison.

Afin d'évaluer si les différences observées entre les sites sommitaux et d'action glaciaire sont significatives et révèlent véritablement des particularités propres à chaque zone, un test-t à un seuil de signification de $\alpha=0.1$ a été effectué.

Cette analyse statistique révèle que, pour la majorité des résultats, les différences entre les sites des zones sommitale et glaciaire sont non significatives. Tel est le cas pour les extractions de Si_o , Al_p , Fe_p , Fe_o , Fe_d , et Al_o . Toutefois, spécifions qu'il existe un écart important dans les concentrations de Al_o d'une zone à l'autre : l'utilisation de l'oxalate d'ammonium acide permet l'extraction des oxydes et hydroxydes amorphes

inorganiques; une bonne quantité de Al_o sur les sommets est donc un indice de la présence d'aluminium amorphe dans cette zone.

Au sujet des concentrations des oxydes amorphes et cristallins, les différences de Fe_c et de Fe_a d'une zone à l'autre, sont elles aussi, non significatives. Cependant, il est à souligner que la concentration de Fe_a en zone sommitale est tout de même 29 % plus élevée que la concentration obtenue en zone glaciaire (Tableau 3.5). Cet écart, même s'il est non significatif, indique peut-être, comme l'a mentionné Alexander (1974), une certaine tendance à l'altération pour les sols de haute altitude. Notons que la variation d' Al_a d'une zone à l'autre est la seule valeur significativement différente; les concentrations d'oxyde d'aluminium amorphe sont 56% plus élevées en zone sommitale. Cette différence indique une certaine divergence dans les processus chimiques ayant eu cours dans ces deux zones. Selon Segalen (1973), les concentrations en Al_a sont directement en lien avec le degré d'altération, et il affirme que l' Al_a se trouve en plus grande quantité dans les sols très altérés. Cette concentration est donc indicatrice du degré d'altération des sites de la zone sommitale. Le même phénomène a d'ailleurs été observé par Marquette *et al.* (2004) pour les monts Torngat.

	Différence des oxydes	Amplitude
Si_o	-0.1253	-10.5618
$Al_a (Al_o - Al_p)$	1.8968	56.2848
$Fe_a (Fe_o - Fe_p)$	0.5518	28.6947
$Fe_c (Fe_d - Fe_o)$	0.1971	4.5576

Tableau 3.6 : Différence des concentrations d'oxydes (g/kg) et amplitude (%) existant entre la zone d'action glaciaire et la zone sommitale (les valeurs négatives indiquent une plus grande concentration d'oxydes en zone d'action glaciaire). L'amplitude = différence des oxydes/concentration d'oxydes dans les sols de la zone sommitale X 100.

Dans le but d'évaluer l'importance des différents oxydes, le ratio de Fe_a à Fe_c a été effectué. Cette méthode donne une indication de l'évolution des sols et de leur degré d'altération (Alexander, 1974; Baulmer *et al.*, 1991; Marquette 2002, 2004). Les moyennes des résultats du calcul d'un tel ratio, pour chaque zone, sont compilées dans le

Tableau 3.7 et les résultats pour chacun des sites sont indiqués dans la dernière colonne du Tableau 3.5, exposé précédemment.

Zone	Ratio Fe_a/Fe_c
Sommitale	0.537
Transition	0.455
Action glaciaire	-0.204

Tableau 3.7 : Ratio moyen Fe_a/Fe_c pour les zones sommitale, de transition et d'action glaciaire

Selon ce tableau, le ratio moyen est plus élevé en altitude qu'en zone de transition ou d'action glaciaire. Il est possible que ce fort ratio moyen observé en zone sommitale soit en partie attribuable à une augmentation des oxydes amorphes, et qu'il indique ainsi une certaine altération (Alexander, 1974). Il est cependant à noter que la signification des valeurs obtenues avec ce ratio est probablement assez restreinte. Effectivement, le ratio moyen de la zone d'action glaciaire est négatif; ce peut traduire le fait que les valeurs de Fe_a et Fe_c de cette zone ne sont pas significativement différentes ou que des erreurs d'analyses se sont produites. En raison de ce phénomène, il s'avère difficile de conclure qu'il existe systématiquement une forte différence entre les zones altitudinales. Toutefois, si l'on observe individuellement les sites sommitaux (Tableau 3.5), on remarque qu'ils ont un ratio variant entre 0.41 et 1.13, sauf celui du mont Chauve (CH-02-C), lequel est beaucoup plus bas (0.045). Ce bas ratio est expliqué par une très faible concentration d'oxydes amorphes et une forte proportion d'oxydes cristallins et révèle une altération différente de ce site. En basse altitude, les ratios sont généralement inférieurs, variant entre - 1.9 et 0.49, reflet des plus petites quantités de Fe_a .

Bien que la majorité des différences d'une zone à l'autre ne soit pas significative et que les analyses des oxydes n'indiquent pas que les sommets ont subi une altération véritablement plus intense que les zones d'action glaciaire, les écarts dans le ratio Fe_a/Fe_c , les proportions significativement plus élevées d' Al_a en altitude ainsi que les différences notables dans les quantités de Al_o et Fe_a permettent tout de même d'avancer

que l'altération a été légèrement dissemblable d'une zone à l'autre et que les processus ayant façonné les deux zones ne sont pas exactement les mêmes.

3.4 Analyse de profils verticaux :

En vue d'établir des comparaisons entre les zones sommitale et d'action glaciaire, des profils verticaux ont été effectués à différents sites. L'analyse de coupes sur diverses profondeurs s'avère pertinente, car l'altération n'est pas uniforme le long d'un profil et d'un profil à l'autre. Par exemple, divers processus peuvent avoir fait s'accumuler, le long d'un même profil, des couches successives de dépôts ayant des altérations différentes. De plus, l'épaisseur de la couche altérée peut varier d'un site à l'autre, selon le type, la durée et l'intensité des processus en cause. Ces analyses en profondeur permettent donc de mieux faire ressortir les caractéristiques de chaque zone d'échantillonnage.

Site	Zone	Montagne	Type de surface	Altitude (m)	Profondeur (cm)	Horizon
BL-01	S	Sommet de Blanche-Lamontagne	Felsenmeer de syénite et granodiorite	932	0-49	B
					49-55	C
AI-02	S	Sommet du mont de l'Aigle	Dépôt meuble sur roche en place	824	50-126	B
					128-206	B-C
					206-296	B
CH-02	S	Périphérie du mont Chauve (limite inférieure du felsenmeer)	Zone d'altération avancée	774	40-53	B
					53-134	B
					134-196	B
					137-168 ¹	B-C
					196-200	C
CH-06	G	Périphérie du mont Chauve	Dépôt glaciaire (till d'ablation)	666	65-89	B
					89-107	C
CH-07	G	Périphérie du mont Chauve	Till d'ablation sur till de fond	571	0-66	B
					66-90	C

Tableau 3.8 : Description des sites ayant été analysés à diverses profondeurs

¹L'échantillon prélevé entre 137 et 168 cm provient d'une zone particulière encadrée dans l'unité présente entre 134 et 196 cm. En raison des caractéristiques visuelles différentes, cette section a été analysée comme s'il s'agissait d'une unité distincte.

Trois sites sommitaux (BL-01, AI-02, CH-02) et deux sites de la zone d'action glaciaire (CH-06, CH-07) ont été utilisés pour cet exercice (voir Figure 3.2 pour la localisation). Les caractéristiques principales de ces coupes sont exposées dans le

Tableau 3.8 ci-dessus. Les résultats des analyses sont décrits dans les graphiques présentés aux pages suivantes (Figures 3.4 et 3.5). Un minimum de deux échantillons ont été analysés (horizon B et C) à chaque site, sauf aux sites AI-02 et CH-02, où ce sont respectivement trois et cinq échantillons qui l'ont été, en raison de la plus grande profondeur des coupes et du nombre élevé de démarcations le long de leur profil. Les résultats recueillis peuvent être comparés à ceux obtenus pour d'autres coupes de la région, notamment pour celle effectuée au mont Jacques-Cartier (MJC-2P) (déjà analysée par Wang *et al.* en 1982 et Gray *et al.* en 1987) et dont un échantillon a été analysé de nouveau pour cette recherche.

3.4.1 Caractéristiques des différents profils

a) Les profils des sites de la zone d'action glaciaire évidente (CH-06, CH-07)

La granulométrie, la concentration des oxydes et les caractéristiques minéralogiques de ces deux sites (CH-06 et CH-07) semblent être principalement reliées à la nature des dépôts et non à des processus d'altération *in situ* clairement identifiables. Les dépôts meubles de ces sites ont effectivement été caractérisés comme des diamictons glaciaires et ont des concentrations élevées de quartz, de chlorite et de muscovite tout le long de leur profil.

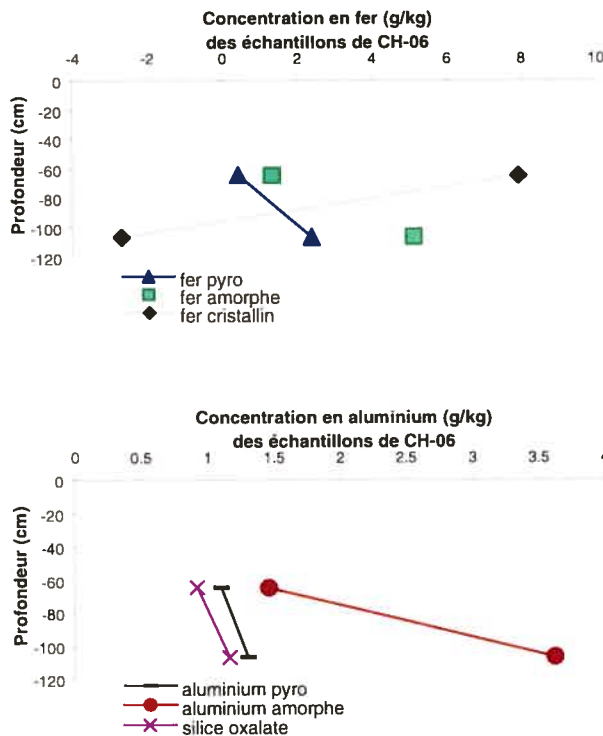
Le site CH-07 peut être défini comme un till d'ablation superposé à un till de fond, ce qui explique la plus forte concentration d'argiles dans sa couche inférieure. Le site CH-06, quant à lui, est constitué d'un dépôt glaciaire présentant, en profondeur, une diminution des quantités de limon et d'argile. Les dissemblances dans les concentrations de fer, d'aluminium et de silice le long de ces deux profils, sont peut être plus influencées par les caractéristiques dépositionnelles ayant affecté ces divers sites d'échantillonnage que par une altération *in situ* différente d'un site à l'autre. Il est à noter qu'au site CH-07, le fort ratio de minéraux secondaires/minéraux primaires, peut être lié à la proximité du mont Chauve. Des éléments en provenance des flancs de cette montagne (où de fortes teneurs en minéraux secondaires ont été observées) auraient été incorporés au till, lors de

sa mise en place. Ajoutons, qu'à ce même site, il est probable que les diminutions de Fe_p et de Al_p en profondeur soient le reflet d'une décroissance du carbone organique (Birkeland, 1999; Oades, 1989; Marquette, 2002). Cette hypothèse mériterait toutefois d'être vérifiée par une analyse des quantités de carbone organique retrouvée dans ces sols (par la méthode présentée par Courchesne et Savoie (2001), par exemple).

En regard des résultats obtenus, ces sites ne semblent pas avoir subi une forte altération, et on peut les supposer contemporains de la dernière glaciation. Toutefois, afin d'appuyer d'avantage ces résultats, il serait pertinent d'analyser plus d'échantillons dans chaque profil, il s'avère difficile d'établir des conclusions solides par l'étude de seulement deux points dans chaque coupe de sol.

a) CH-06

Profondeur (cm)	Ratio Fe_p/Fe_c	Ratio second./prim.
-65	0.167	0.23
-107	-1.895	0.64



b) CH-07

Profondeur (cm)	Ratio Fe_p/Fe_c	Ratio second./prim.
-40	-0.931	1.69
-70	0.470	1.46

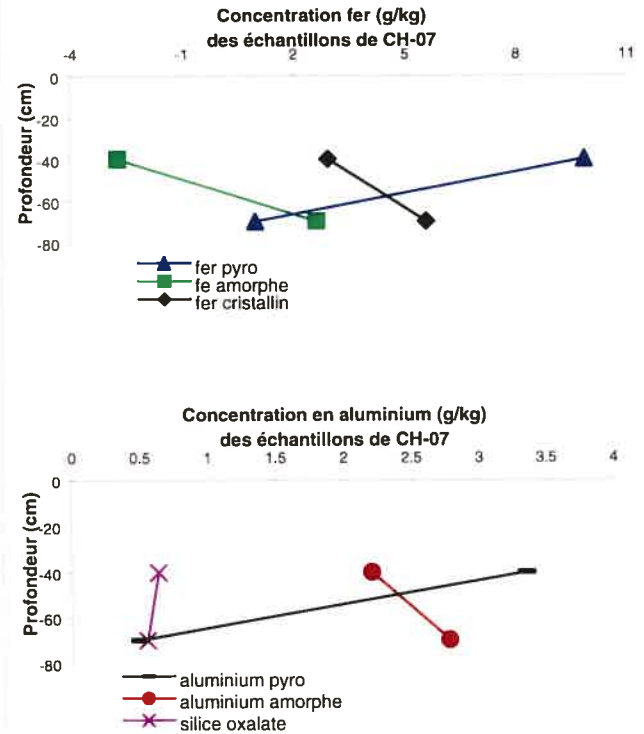


Figure 3.4: Sites de la zone d'action glaciaire (tableau récapitulatif des ratios Fe_p/Fe_c et minéraux second./prim. et graphiques des concentrations d'oxydes)

b) Les profils des sites de la zone sommitale (BL-01, AI-02, CH-02)

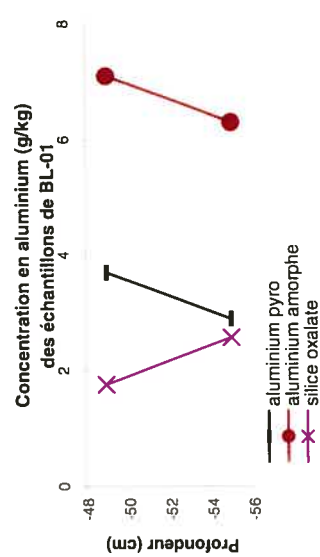
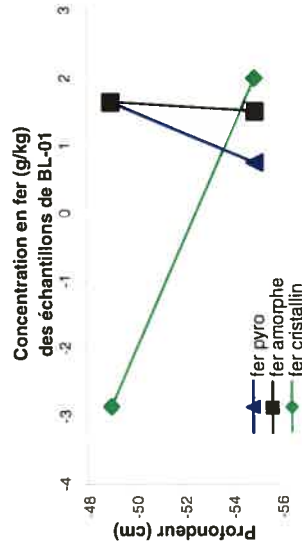
Les quantités de Fe_p et de Al_p décroissent dans les unités inférieures de tous les profils des sites sommitaux, reflet de la diminution de carbone organique, avec la profondeur (Birkeland, 1999; Oades, 1989; Marquette, 2002). Une légère baisse de Al_a est aussi observable du haut vers le bas des différents profils. Toutefois, mis à part ces quelques similitudes, chaque profil s'avère particulier et il ne semble pas y avoir de tendances généralisées. Les concentrations de Fe_a déclinent au fur et à mesure que la profondeur augmente le long de deux des trois profils (BL-01 et CH-02). Le Fe_c se trouve en plus grande quantité dans le bas des profils que dans le haut pour les monts de l'Aigle et Blanche-Lamontagne, mais le phénomène est différent au mont Chauve. Au sujet des quantités de silice et du ratio Fe_a/Fe_c , on ne peut noter de constantes d'un site à l'autre.

La granulométrie et l'agencement des minéraux argileux sont hétérogènes: **a)** le profil du site de Blanche-Lamontagne (BL-01) présente une stabilité dans la proportion d'argiles ainsi qu'une augmentation des limons avec la profondeur (Tableau 3.2, section 3.4). Les minéraux dominants sont les mêmes tout le long du profil : le quartz, le feldspath, l'albite et la chlorite. Le ratio minéraux secondaires/primaires demeure donc bas tout le long du profil; **b)** Au mont de l'Aigle (AI-02), il y a une augmentation des argiles avec la profondeur. Le ratio minéraux secondaires/primaires est plus élevé près de la surface, en raison des proportions plus importantes de kaolinite, d'halloysite et de gibbsite. Le ratio passe donc progressivement de 1.87 à 0.69 ; **c)** Le site du mont Chauve (CH-02), quant à lui, possède des caractéristiques particulières qui feront l'objet d'une description plus élaborée dans la section suivante.

Cette grande variabilité reflète probablement le fait que des processus multiples ont influencé l'évolution des sites sommitaux. Ces sites, en raison d'une action glaciaire et d'un apport de matériaux plus ou moins grand, et de processus de cryoturbation et de gélifraction non identiques, n'ont pas tous évolués de la même façon et ont ainsi des caractéristiques différentes le long de leur profil.

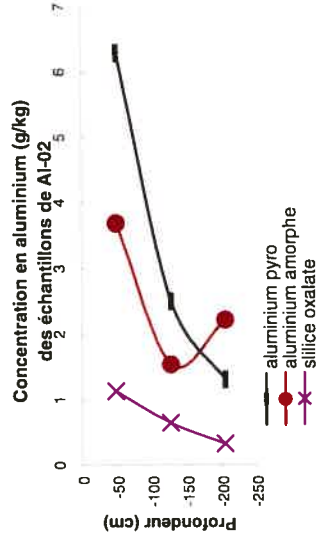
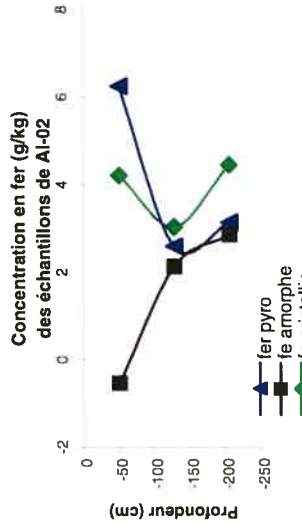
a) BL-01 (Mont Blanche-Lamontagne)

Profondeur (cm)	Ratio Fe_p/Fe_c	Ratio second./prim.
-49	-0.579	0.11
-55	1.133	0.14



b) AI-02 (Mont de l'Aigle)

Profondeur (cm)	Ratio Fe_p/Fe_c	Ratio second./prim.
-50	-0.127	1.87
-126	0.704	0.73
-206	0.645	0.69



c) CH-02 (Mont Chauve)

Profondeur (cm)	Ratio Fe_p/Fe_c	Ratio second./prim.
-53	0.167	0.6
-134	0.030	0.33
-150	0.045	0.32
-168	0.040	1.96
-200	0.064	0.47

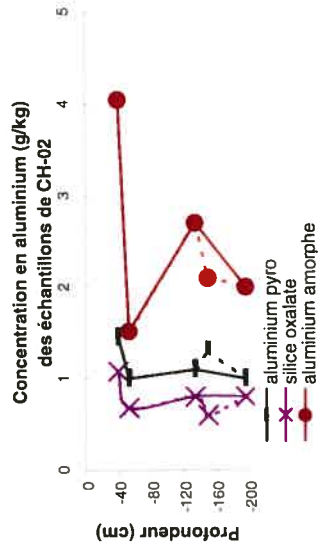
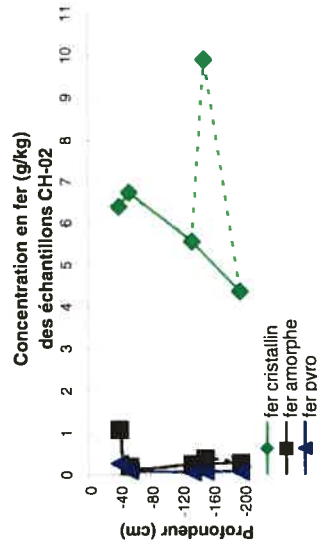


Figure 3.5 : Sites de la zone sommitale (tableaux récapitulatif des ratios Fe_p/Fe_c et minéraux second./prim., et graphiques des concentrations d'oxydes)

(Les lignes en pointillé dans les graphiques du mont Chauve (CH-02) indiquent les particularités de la zone incluse entre 137-168 cm)

c) Un site particulier : le mont Chauve (CH-02)

Les caractéristiques de la coupe de sol du site du mont Chauve (CH-02) diffèrent de celles observées dans les autres sites de cette étude. De grandes variations sont présentes tout le long de ce profil, tant au niveau des minéraux argileux que des concentrations des différents oxydes. Ce site, constitué essentiellement de sable et de limon, contraste aussi par sa couleur rosée (2.5YR6/6 et 5YR7/4) entrecoupée de linéations beiges (10YR7/6). La présence de gruss et de formes dans sa structure, pouvant rappeler des « roches fantômes » ou des roches désagrégées *in situ*, a aussi suscité un intérêt marqué. Localisé sur un versant d'environ 15 degrés, sous des coulées de blocs, ce site paraît être le produit de l'altération couplée à la solifluxion.

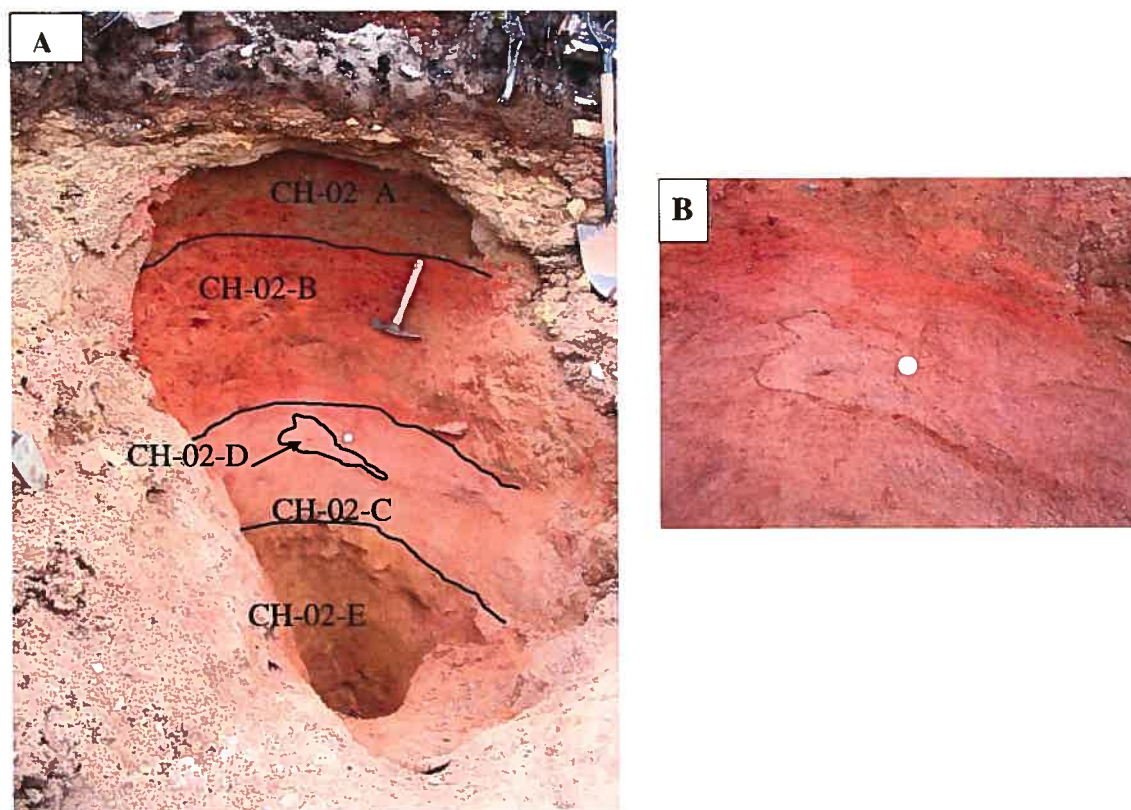


Figure 3.6 : A) Coupe de sol du site du mont Chauve B) Zone s'apparentant à une roche fantôme

Les caractéristiques de ce profil s'avèrent particulières : les plus fortes proportions de sable ainsi que les plus faibles pourcentages de limon se trouvent dans la partie sommitale (voir Tableau 3.9) On note aussi que les concentrations d'argile est légèrement supérieure dans cet horizon (6%) toutefois, cette différence est minime et peut entrer dans la marge d'erreur de l'analyse hydrométrique. On peut ainsi avancer que, les quantités d'argiles restent constantes (à environ 4%) tandis que, dans les couches plus profondes du profil, les concentrations de sable diminuent, et les proportions de limon augmentent. Il y a aussi une variation importante des minéraux principaux le long du profil : les premières unités dans le haut du profil (CH-02-A à CH-02-C) sont majoritairement constituées d'albite, de quartz, de feldspath, et de chlorite bien que les quantités de kaolinite et de gibbsite ne soient pas négligeables : près de 10% de kaolinite dans la couche CH-02-A et 10 % de gibbsite dans la couche CH-02-C. Cette proportion de gibbsite est la plus forte quantité observée, dans tous les sites à l'étude, mis à part le mont Jacques-Cartier (MJC-2P).

Échantillon	Profondeur	Argile	Limon	Sable	Minéraux argileux les plus abondants
		%			
CH-02-A	40-53	6	22	72	Alb, Q, Ch, K
CH-02-B	53-134	4	29	67	Alb Q, F
CH-02-C	134-196	4	42	54	Alb, Q, F, Gib
CH-02-D	137-168	3	43	54	K, F, H
CH-02-E	196- 200	4	28	68	F, Alb, K

¹ Minéraux présents en concentrations supérieures à 10 %, par ordre décroissant d'importance. Alb: albite, Ch: chlorite, F: feldspath, H: halloysite, K: kaolinite, Q: quartz

Tableau 3.9 : Tableau récapitulatif des principales caractéristiques granulométriques et minéralogiques de la coupe CH-02 (les données complètes sont présentées au Tableau 3.2)

La zone CH-02-D, entre 137 et 168 cm, est la plus singulière : un échantillon y a été prélevé parce qu'une modification dans la couleur et la texture laissait présumer une roche fantôme. À cet emplacement, les minéraux principaux ne sont pas les mêmes que dans le haut du profil : la kaolinite (26%), le feldspath (20%) et l'halloysite (13%) sont les plus abondants. Le ratio des minéraux secondaires/minéraux primaires grimpe alors

radicalement, atteignant 1.96. Il y a une disparition totale de l'albite et une forte diminution du quartz.

L'unité CH-02-D est non seulement la plus riche en minéraux secondaires, mais elle est aussi particulière par ses concentrations en oxydes. Tel que présenté dans les graphiques de la Figure 3.5, c'est dans cette unité que les concentrations de Fe_c augmentent brusquement, atteignant leur maximum avant de diminuer en deçà de ce qu'elles étaient au sommet du profil. On remarque aussi une légère augmentation du Fe_a , du Al_p , ainsi qu'une diminution de Si_o et Al_a . De plus, à cette même profondeur (137-168 cm), le site a aussi sa plus forte proportion de limon : 42,77%. Il s'agit en fait de la plus forte proportion observée, tous sites confondus.

Il est à noter que la couche inférieure du profil (CH-02-E) ne présente pas les mêmes caractéristiques extrêmes que l'unité CH-02-D : il y a diminution de gibbsite et du Fe_c . Toutefois, la kaolinite constitue, ici aussi, un des minéraux les plus importants (11,4%), et les quantités de quartz demeurent minimales.

Ce site révèle un profil qui diffère de tous ceux analysés, et certaines de ses unités semblent afficher un degré d'altération plus fort que celui observé sur les autres sites. Par ailleurs, la variabilité le long du profil et les particularités reliées à la couche CH-02-D indiquent qu'une altération différente a eu lieu dans un secteur très localisé de cette coupe de sol. Notons toutefois qu'à la suite des analyses effectuées, il n'est toutefois pas possible d'affirmer hors de tout doute que cette section du profil constitue une «roche fantôme». Cette hypothèse n'est pas exclue mais l'absence d'autres «roches fantômes» ou de roches fortement altérées dans le profil ou dans d'autres profils à proximité suscite un questionnement quant à l'origine de cette forme. Cette forme pourrait d'un environnement légèrement différent à micro-échelle (en raison d'une minéralogie différente, de micro-fracturations, etc) ayant provoqué une hydrolyse plus poussée localement et une augmentation des minéraux secondaires. De plus, la couche CH-02-D pourrait aussi être simplement une pédoturbation liée à la solifluxion ou à l'activité biologique ou, encore, il pourrait s'agir de dépôts ayant subi une altération hydrothermale

plus intense que ce qui est observé ailleurs. Ainsi, malgré de plus forts pourcentages de minéraux secondaires dans cette section de la coupe, il s'avère difficile d'établir une conclusion générale sur le profil et sur les conditions paléoenvironnementales qui ont contribué à sa mise en place.

Il s'avère relativement ardu d'établir des comparaisons précises entre les différents profils étudiés, étant donné que la profondeur ainsi que le nombre d'échantillons ne sont pas équivalents d'un site à l'autre. À l'exception des sites BL-01 et AI-02, les sites n'ont pas été excavés jusqu'à la roche en place, faute de moyens. Il est ainsi possible que les résultats ne reflètent qu'une partie du profil et ne représentent pas l'ensemble des altérations qu'ont subi les sols ici étudiés. Néanmoins, étant donné que ces profils constituent au moins ce qui a été considéré comme les horizons B et C, ils donnent, tout de même, une idée générale de l'évolution de l'altération subie par ces sites. Les variabilités observables d'un profil à l'autre permettent de retenir des points intéressants:

1. Les caractéristiques pédologiques des profils de la zone glaciaire sont fortement reliées à la provenance des dépôts.
2. Les variations entre les différents profils de la zone sommitale laissent présager qu'une panoplie de processus, tant physiques que chimiques, sont impliqués, avec une intensité plus ou moins grande, dans l'altération et le développement de ces sols.

3.5 Discussion : l'altération relative des sols sommitaux vs les sols de basse altitude

3.5.1 L'altération révélée par les concentrations en oxydes

Il a été vu, à la section 3.3, que la variation dans la concentration des oxydes entre les sites de diverses altitudes est bien souvent minime et peu significative. Toutefois, la différence significative dans les concentrations d' Al_a révèle, quant à elle, une altération distincte pour les zones sommitale et de basse altitude. Selon Segalen (1973), les proportions d'aluminium amorphe augmentent avec l'altération. Les concentrations plus fortes d'aluminium amorphe sur les sommets pourraient donc être un indice d'une altération plus avancée. Notons toutefois que la concentration d' Al_a dans un sol est parfois liée à un contenu élevé en matière organique, celle-ci inhibant la cristallisation des oxydes d'aluminium et favorisant la formation de composés amorphes. Les sites de la zone sommitale de la Gaspésie septentrionale sont généralement dépourvus de plantes et d'épais dépôts de matière organique; l' Al_a ne semble pas être la résultante de ce phénomène. Cependant, afin d'exclure définitivement cette hypothèse, il serait justifié de mesurer les contenus en matière organique dans les différents sites.

De plus, la comparaison des sites de diverses altitudes indique, qu'en général, les plus forts ratios de Fe_a/Fe_c se trouvent dans la zone sommitale; en raison d'une proportion plus grande de Fe_a dans les sites sommitaux (Tableau 3.7). Il est établi que l'augmentation des oxydes de fer fait partie du processus d'altération menant à la formation de saprolites et est un indice d'une bonne altération (Lasalle et DeKimpe, 1989). Dans leurs premiers stades de développement, les sols altérés ont tendance à avoir une forte proportion de fer amorphe (Aldruino, 1986). Bouchard et Pavich (1989) notent d'ailleurs que les concentrations de fer amorphe sont plus fortes dans les divers saprolites appalachiens, que dans les tills les recouvrant.

Par contre, certains bas ratios (Fe_a/Fe_c) sont aussi présents en altitude élevée, notamment au site du mont Chauve CH-02 (ratios inférieurs à 0,1). Ce phénomène

pourrait être la résultante d'une altération encore plus avancée. Effectivement, au fur et à mesure du vieillissement du profil, il peut y avoir transformation du Fe_a en Fe_c (Birkeland, 1999; Segalen, 1973). Dans ces circonstances, le ratio Fe_a/Fe_c a tendance à diminuer au fur et à mesure du vieillissement du profil, à cause d'une augmentation du Fe_c . Alexander (1974) a d'ailleurs observé que le ratio s'approche du 0 dans les vieux sols tropicaux. Aduino (1986) va aussi en ce sens et affirme que plus le sol est vieux, plus les concentrations de Fe_d augmentent, faisant alors diminuer le ratio Fe_a/Fe_c . Le site du mont Chauve, précédemment cité, a effectivement une forte teneur en Fe_c et un ratio Fe_a/Fe_c plus bas que les autres sites de la même zone et, selon ces prémisses, démontrerait alors une altération plus importante.

Autre fait intéressant, tous les profils qui proviennent de la zone sommitale et qui ont été analysés démontrent une accumulation de Fe_c dans certaines de leurs couches inférieures. Selon Levine et Ciolkosz (1983) et Bäumler (1991), plus un profil de sol est vieux et plus l'altération s'est produite sur une longue période, plus la principale zone d'altération se trouve en profondeur. Inversement, l'absence d'accumulation en profondeur serait due à une altération plus courte, liée à la période post-glaciaire. Au mont Chauve (CH-02), les plus forts taux d'oxydes cristallins se trouvent dans la zone localisée entre 137-168 cm, tandis qu'au mont de l'Aigle (AI-02), les plus forts taux se trouvent dans la couche en deçà de 206 cm. Ces profondeurs appréciables laissent supposer que l'altération de ces sites s'est produite sur une période assez longue.

Ces résultats méritent toutefois d'être nuancés et n'indiquent pas clairement que les sites de la zone de sommitale ont subi une altération plus avancée que ceux des zones d'action glaciaire. Le lien de cause à effet entre le ratio Fe_a/Fe_c et le degré d'altération des sols ne semble pas être systématique : certains sites de la zone d'action glaciaire possèdent, eux aussi, de bas ratios ou des quantités de Fe_c importantes (par exemple le site CH-06-B présente plus de 7g/kg) pouvant s'apparenter à ce qui est observé en zone sommitale.

De plus, même si la majorité des différences dans les concentrations des oxydes entre la zone sommitale et la zone d'action glaciaire restent non significatives, cela ne signifie pas que ces zones aient subi systématiquement les mêmes processus d'altération. De multiples facteurs, tels la végétation, le climat, la topographie, la roche mère, le transport et l'érosion glaciaire ont pu influencer la teneur en oxydes des divers dépôts, et chaque facteur a pu jouer un rôle plus ou moins important selon les zones et engendrer, malgré tout, des résultats similaires. Ainsi, en haute altitude, l'action glaciaire a possiblement été moins intense, permettant alors la préservation des dépôts fortement altérés. Inversement, en zone glaciaire, les dépôts ont été d'avantage remaniés par les glaces, mais l'altération liée aux conditions climatiques et à la végétation a pu être plus intense et provoquer un plus fort « vieillissement » des sols. En outre, une partie des matériaux altérés des sommets a pu être transportée en plus basse altitude (par les glaciers, le vent, le lessivage ou simplement par gravité), venant « vieillir » les dépôts de la zone d'action glaciaire.

3.5.2 La signification des minéraux argileux

Les résultats obtenus par diffraction des argiles aux rayons X montrent que des minéraux secondaires se trouvent, en quantités variables, dans tous les sites à l'étude. Ces minéraux secondaires, tels la kaolinite, l'halloysite, la gibbsite, sont considérés comme des éléments stables dans le sol et leur présence dans le sol peut être du à divers phénomènes. Effectivement, la formation de ces minéraux est influencée par les précipitations, la température et le drainage, tous des facteurs liés au climat et au relief (Blaise, 1987). Notons d'ailleurs que la gibbsite est généralement associée à un milieu mieux drainé que la kaolinite (Millot, 1963; Tardy *et al.*, 1973). En fait, la kaolinite, l'halloysite et la gibbsite sont des minéraux secondaires créés par l'altération de minéraux primaires, tels le plagioclase, le feldspath potassique (Millot, 1963; Vasquez, 1981; Mc Bride, 1994; Hsu, 1989), la biotite et la muscovite (Sequeira Braga *et al.*, 2002) ou la chlorite (Barnhisel et Bertsch, 1989). Différentes séquences d'altération peuvent conduire à la formation de kaolinite et de gibbsite :

Chlorite → Chlorite-vermiculite régulièrement interstatifiée → Chlorite-vermiculite irrégulièrement interstatifiée (ou smectite) → Nontronite → Kaolinite
(Barnhisel et Bertsch, 1989)

Orthose ou K-Feldspath → Kaolinite ^{-Si} → Gibbsite
(Millot, 1963; Hsu, 1989; Tardy *et al.*, 1973)

Plagioclase → Vermiculite → Montmorillonite → Kaolinite → Gibbsite
(Tardy *et al.*, 1973)

La présence de ces minéraux secondaires peut être la résultante de divers phénomènes. D'abord, elle peut être le produit d'une altération avancée et peut souvent être associée à des processus de haute intensité et de longue durée (Hsu, 1989; Islam, 2002). Dans nombre de cas, la gibbsite et la kaolinite sont connues pour se former dans des climats chauds et humides (zones tropicales), sous des conditions de drainage particulières. Toutefois, les minéraux secondaires peuvent aussi se former en climat tempéré, lorsque les conditions y sont favorables (Dejou *et al.*, 1982; Bouchard et Jolicoeur, 2000). Ainsi, il est possible qu'il y ait formation de kaolinite et de gibbsite dès les premiers stades de l'altération chimique, lorsque les conditions sont propices à une hydrolyse modérée. Dans de tels cas, on peut retrouver de la kaolinite sur les sommets et les plateaux bien drainés, tandis que, dans le bas des versants moins bien drainés, on retrouve généralement plus de minéraux à structure 2 : 1 (Prudencio *et al.*, 2002).

De plus, il est à noter que la formation de minéraux secondaires peut être favorisée dans les dépôts de types arènes, tels que ceux retrouvés en Gaspésie. Ces résidus d'altération de type sableux (souvent en provenance des granites) à drainage rapide et à grande porosité favorisent la formation de phyllosilicates comme la kaolinite tandis que le lessivage de la silice qui s'y produit favorise la formation de la gibbsite. (Bouchard *et al.*, 1995). Il a aussi été démontré que, sous un climat tempéré humide,

l'altération des plagioclases contenus dans les granites peut aussi mener à la formation de gibbsite (Taboada et Garcia, 1999).

Donc, selon ces prémisses, la présence de ces minéraux secondaires dans la péninsule gaspésienne pourrait soit être héritée d'une période plus chaude et humide (et ainsi être un reliquat du Tertiaire ou de la dernière période interglaciaire) ou encore, être la résultante d'une altération, sur une plus courte période liées aux conditions environnementales particulières de la région. L'origine exacte de ces dépôts altérés en Gaspésie reste toutefois en litige. Certains auteurs, tels Bédard et David (1991), leur attribuent un âge tertiaire, tandis que d'autres les associent à l'interglaciaire du Sangamonien, estimant qu'il est plus probable que ces dépôts aient survécu à une glaciation plutôt qu'à une série d'événements glaciaires (Bouchard et Pavich, 1989). Un point en faveur de cette dernière hypothèse est le fait que, sous des conditions topicales humides, (comme celles du tertiaire) l'altération est profonde, l'argilisation est très abondante (Sequeira Braga *et al.*, 2002) et les arènes peu nombreuses et éphémères (Tardy, 1997), ce qui contraste avec ce qui est observé en Gaspésie.

Les plus fortes quantités de gibbsite et de kaolinite se trouvent dans le site sommital du mont Jacques-Cartier et dans certains horizons des coupes du mont Chauve, ce qui peut indiquer que dans certains endroits, en zone sommitale, il y a eu préservation de sites fortement altérés. Les minéraux secondaires proviendraient alors de régolithes préwisconsinien peu perturbés par les glaciations. Toutefois, la présence de ces matériaux argileux secondaires n'est pas uniquement réservée aux sommets gaspésiens. En effet, la majorité des sites de la zone d'action glaciaire ont aussi certaines quantités de ces minéraux. Plusieurs d'entre eux détiennent d'ailleurs un ratio minéraux secondaires/primaires supérieur à 1, indiquant ainsi une quantité notable de minéraux secondaires. Ces ratios élevés en zone glaciaire peuvent s'expliquer soit par l'une ou l'autre des hypothèses suivantes:

1. La néoformation de ces minéraux dans la période postglaciaire. Cette hypothèse semble néanmoins peu probable, étant donné que la kaolinite se forme difficilement dans un laps de temps inférieur à 10 000 ans (Dixon, 1989), surtout en bas des versants où le drainage est moins efficace que sur les sommets.
2. Les glaciers ont pu avoir une action érosive variable, même en basse altitude, permettant la préservation de certaines altérites développées dans la roche mère des vallées aux cours des interglaciaires précédents ou durant le tertiaire. Bien que vraisemblable, cette hypothèse ne semble pas, à elle seule, pouvoir expliquer les forts ratios de minéraux secondaires observés : effectivement, ces forts ratios ont été trouvés dans des sols visiblement forts perturbés par l'action glaciaire et dans des vallées montrant d'importants signes d'érosion glaciaire, laissant peu de place à la préservation d'altérites pré-glaciaires.
3. Le transport de ces matériaux des sommets vers les zones de plus basse altitude par les glaciers. Néanmoins, pour avoir conservé de bonnes quantités de minéraux secondaires, ces dépôts glaciaires ont dû être transportés sur de courtes distances par une glace peu dynamique ne permettant pas une bonne dispersion et une dilution efficace de ces minéraux.

Il est donc possible que les minéraux secondaires soient effectivement originaires de sites fortement altérés sur les sommets et que les glaciers aient arraché une partie de ces dépôts pour les redéposer dans les vallées avoisinantes. Millot (1964) et Dixon (1989) font état de la présence de minéraux secondaires dans les dépôts glaciaires et l'attribuent aux formations traversées par les anciens glaciers. Ce phénomène peut être appliqué à la péninsule gaspésienne.

Une autre hypothèse pourrait toutefois expliquer la présence de minéraux secondaires, telles la kaolinite et la gibbsite, dans les sols gaspésiens. Ces minéraux peuvent en effet avoir une origine hydrothermale (Ollier, 1983; Dixon et Young, 1981) et, ainsi, ne pas être un indice de la météorisation *in situ*. Ils seraient plutôt liés aux différents processus géologiques ayant eu cours dans cette région. Il existe en effet des signes d'altération hydrothermale à divers emplacements de la Gaspésie, notamment dans les environs du mont Vallières-de-St-Réal (Robert, 1966b). Une analyse des isotopes d'oxygène (δO^{18}) et d'hydrogène (δD) peut aider à répondre à cette interrogation sur l'origine de la kaolinite (Epstein, 1959). Effectivement, l'oxygène et l'hydrogène des minéraux argileux atteignent généralement un équilibre isotopique avec l'eau météorique, au moment de leur formation. La composition isotopique des argiles est donc généralement fonction de la température de formation et de la composition isotopique de l'eau environnante (Yeh et Epstein 1978). Les changements isotopiques postérieurs à la formation sont généralement minimes, sauf dans les cas où il y a altération chimique ou minéralogique. Dans ce dernier cas il y a un certain échange isotopique entre l'eau et les minéraux argileux. Cette différence dans les concentrations isotopiques peut aider à distinguer entre les altérations produites par hydrothermalisme ou par météorisation (Yeh et Epstein, 1978; Yatsu, 1988).

À titre expérimental, la composition géochimique de l'échantillon du mont Jacques-Cartier (MJC-2P) a été analysée au Laboratory for Stable Isotope Science de l'université de Western Ontario, grâce à la contribution du Dr Longstaffe. Les fractions de 1 μm et de 2 μm ont été utilisées, et l'analyse s'est effectuée selon la méthode standard de Clayton et Mayeda (1963) modifiée par Borthwick et Harmon (1982). Les résultats obtenus par cette méthode sont annexés à ce mémoire de maîtrise (Annexe 1). Ils ne sont pas intégrés directement dans le texte car ces résultats demeurent très préliminaires et une analyse beaucoup plus poussée devrait être effectuée avant que l'on puisse confirmer l'origine de la kaolinite.

3.5.3 Comparaison des sites à l'étude avec des saprolites appalachiens

a) Description d'un saprolite appalachien

L'échantillon MJC-2P analysé dans le cadre de cette recherche constitue le site dans lequel le plus fort ratio de minéraux secondaires a été observé. Il s'agit en fait d'un échantillon provenant du site analysé par Wang *et al.* (1982), Ross *et al.* (1983), Wang *et al.* (1989) et caractérisé comme étant un saprolite. Ce site, localisé à une altitude de 1150 m (48° 59' 30'' N. et 65° 56' 30'' O.) sur le mont Jacques-Cartier, se trouve sur un terrain légèrement en pente (10°), dans une zone transitionnelle entre le krummholz et la toundra, à environ 0,5 km du sommet, et a été creusé sur plus de 290 cm. (voir Figure 3.7, à la page suivante, pour la description de la coupe). Ce site a été interprété comme étant un saprolite d'origine préwisconsinienne par les auteurs précédemment cités. Le mont Jacques-Cartier a d'ailleurs été l'objet de nombreuses études pédologiques et géomorphologiques antérieures en vue de déterminer l'impact glaciaire sur les sommets gaspésiens (Gray *et al.*, 1981; Wang *et al.*, 1982; Gray *et al.*, 1987; Baron-Lafrenière, 1983; Ross *et al.*, 1983; Payette et Boudreau, 1984; Wang *et al.*, 1989). Ce mont, et le site de l'échantillon MJC-2P, constituent donc des points de comparaison intéressants afin de déterminer si les autres sites à l'étude ont des caractéristiques d'altération similaires et s'ils pourraient eux aussi être caractérisés comme étant des saprolites.

Certaines questions concernant l'origine de ce saprolite du mont Jacques-Cartier restaient jusqu'alors irrésolue, notamment la formation *in situ* de ce saprolite restait à confirmer. Afin d'établir avec plus grande précision si ce site est le produit d'une altération en place ou s'il s'agit plutôt d'une altérite développée dans un diamicton, des analyses polliniques ont été effectuées (au laboratoire de palynologie de l'Université de Montréal), sur deux échantillons:

Un échantillon (< 250 µm) prélevé à une profondeur de 90-92 cm révèle une concentration de 187 grains/cm³, tandis qu'un autre (de la même fraction granulométrique), prélevé entre 272 et 275 cm indique une concentration de 150

grains/cm³. Ces concentrations sont environ 5 fois plus faibles que la plus faible concentration pollinique mesurée dans le till des environs du cratère du Nouveau-Québec (Fréchette, 1994). Ces résultats permettent d'affirmer qu'il ne s'agit pas d'un till ou d'une altérite développée dans un diamicton glaciaire, mais d'un matériel ayant évolué *in situ*. La présence de faibles quantités de pollen pourrait alors s'expliquer par une migration par percolation le long de la coupe.

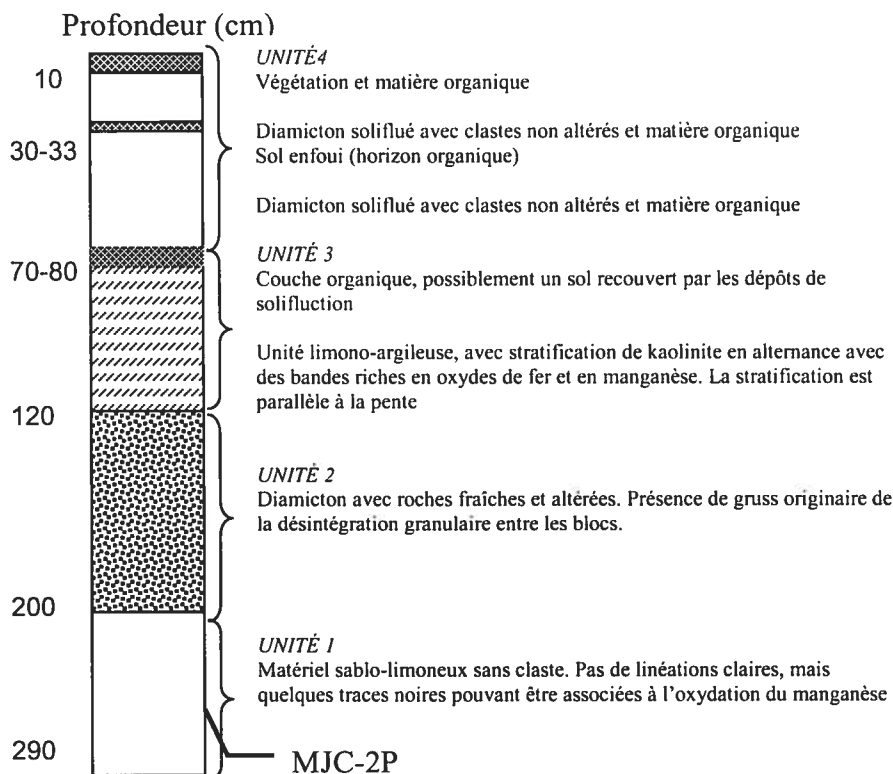


Figure 3.7 : Description de la coupe du mont Jacques-Cartier

Lors des expéditions de Wang *et al.* (1982) et de Gray *et al.* (1987), le site, caractérisé comme le saprolite du mont Jacques-Cartier, a alors été analysé sur une profondeur de 3 m. Dans le haut du profil, des linéations blanchâtres (entre 80 et 120 cm) ont une forte teneur en kaolinite. Puis, entre 1.2 et 2.4 m, le minéral le plus abondant est l'halloysite, remplacée, plus bas, par la gibbsite. De plus, les minéraux altérables ne sont présents que sous forme de traces dans la fraction inférieure à deux microns. Ces

résultats sont corroborés par les fortes concentrations de gibbsite et de kaolinite observées dans l'échantillon MJC-2P, analysé dans le cadre de cette recherche. Baron-Lafrenière (1983) mentionne, de plus, une concentration de fer et d'aluminium supérieure à celle qui est normalement observée dans les tills ou les autres diamictons sommitaux de la région. Cette dernière donnée n'est cependant pas confirmée par les analyses de l'échantillon MJC-2P. Cette différence dans les résultats peut être due au fait que, dans cette étude, les analyses ont été pratiquées à une seule profondeur, et non sur plusieurs échantillons, ce qui a pu entraîner un certain biais dans les résultats. Une analyse approfondie de ce site mériterait d'être effectuée ultérieurement. L'abondance de gibbsite observée dans ce site le distingue de d'autres saprolites appalachiens, notamment de ceux observés par Bouchard et Pavich (1989). Ainsi, il serait pertinent d'effectuer une étude minutieuse et détaillée de cette coupe afin de comprendre précisément l'origine des minéraux secondaires observés.

b) Des saprolites dans la zone sommitale de la région à l'étude?

Aucun des sites analysés lors de cette étude ne montre une altération aussi intense que celle observée sur le site du mont Jacques-Cartier. Bien que des minéraux secondaires se trouvent dans l'ensemble des échantillons de la zone sommitale, aucun site n'a un ratio secondaire/primaire aussi élevé que l'échantillon du saprolite du mont Jacques-Cartier (ratio de 12.83). Mis à part la coupe de sol du mont Chauve, montrant certaines particularités liées à une altération avancée, la majorité des sites sommitaux étudiés ne présente pas des caractéristiques permettant de les classifier comme des sols fortement altérés. En effet, la plupart d'entre eux ont effectivement des caractéristiques les apparentant à des diamictons sommitaux et à des tills, tels qu'analysés par Baron-Lafrenière (1983). Ils sont donc composés majoritairement de minéraux primaires, tels le feldspath, le quartz, la muscovite et la chlorite, et ont des proportions d'oxydes généralement peu différentes de celles des sols de plus basse altitude.

Toutefois, les concentrations de Al_a ainsi que les ratios de Fe_a/Fe_c et de minéraux secondaires/primaires, plus importants dans les zones sommitales que dans les autres zones, indiquent un certain degré d'altération, bien qu'il ne s'agisse pas de saprolites, à proprement parler. Ainsi tout porte à croire que, dans la majorité des sites sommitaux de la zone à l'étude, la météorisation, l'action glaciaire et les phénomènes périglaciaires ont influencé, à des degrés plus ou moins intenses, le développement des sols. Cet ensemble de phénomènes n'a cependant pas permis la préservation de beaucoup de sols fortement altérés et explique la présence simultanée de sols peu altérés et de sols ayant subi une plus forte météorisation.

3.6 Conclusion : l'influence des glaciations révélée par les analyses chimiques et la minéralogie des argiles

Les données pédologiques exposées dans ce chapitre montrent que d'importantes variations existent d'un site à l'autre et que le lien entre l'altitude et l'altération des sols est difficile à établir. Au cœur d'une même zone altitudinale, l'altération est probablement le reflet de la variété des processus (altération chimique, érosion et déposition) ayant eu cours dans la péninsule. Ainsi, sur certains sommets, les dépôts ont des caractéristiques minéralogiques résultant d'une altération relativement avancée (présence de Fe_c dans le bas des profils, de kaolinite et de gibbsite), tandis qu'à d'autres endroits, le matériel meuble semble plutôt attribuable à des dépôts glaciaires wisconsinien ou périglaciaires.

Ces résultats ne permettent donc pas d'exclure la présence de glace sur les sommets mais tendent plutôt à appuyer l'hypothèse selon laquelle l'action conjuguée des glaciers et des processus périglaciaires aurait contribué à la formation des diamictons sommitaux. Néanmoins, cette action glaciaire a dû être de faible envergure puisqu'elle a permis, à certains endroits, la conservation de dépôts ayant une forte altération (notamment sur le mont Jacques-Cartier). Ceci peut s'expliquer par la présence d'une calotte locale, peu érosive.

Dans un tel cas, la glace, sans fortement éroder les matériaux préalablement altérés, a pu déposer une mince quantité de dépôts plus « frais », d'où la présence conjuguée de minéraux primaires et secondaires dans plusieurs sites. Les contrastes observés d'un sommet à l'autre peuvent être la résultante des particularités minéralogiques locales, mais peuvent aussi refléter les contrastes dans l'action glaciaire d'une région sommitale à l'autre. Ainsi, les sites ayant conservé des dépôts altérés auraient pu être préservés d'une action glaciaire intense, permettant la «sauvegarde» de ces sols antérieurs à la dernière glaciation. Bouchard et Pavich (1989) et Bédard et David (1991) soutiennent d'ailleurs cette hypothèse. Inversement, la présence de minéraux secondaires en zone d'action glaciaire pourrait être due à un transport de matériel meuble des sommets vers les vallées. Les vallées ont effectivement plus de traces de l'action glaciaire que les sommets; elles ont servi à canaliser les flux glaciaires. Ce transport glaciaire aurait cependant été localisé, ne permettant pas une forte dispersion des minéraux secondaires.

Toutefois, les résultats obtenus par ces analyses minéralogiques s'avèrent trop disparates et imprécis pour permettre de comprendre exactement la dynamique glaciaire ayant eu cours dans les différentes zones altitudinales de la Gaspésie. Néanmoins, combinées à d'autres méthodes d'investigation, les analyses minéralogiques peuvent permettre de défendre l'hypothèse d'une englaciation des sommets par une calotte locale, peu érosive et à base froide.

Chapitre 4 : Analyses morphologiques des grains de quartz

4.1 La pertinence de l'utilisation de l'exoscopie pour déterminer l'influence des glaciations

Les données recueillies précédemment par le biais des analyses de la granulométrie, des oxydes et des minéraux argileux, bien qu'elles permettent de conclure que les sommets ont subi une certaine action glaciaire, n'indiquent pas avec précision quels sont les processus (chimiques et mécaniques) ayant contribué à la mise en place des dépôts meubles présents sur les sommets.

L'exoscopie de grains de quartz par microscopie à balayage électronique (MEB) peut apporter certaines précisions à ce sujet. Effectivement, comme le spécifie Krinsley et Doornkamp (1973), LeRibault (1977), Lindé et Mycielska-DowGiallo (1980), Mahaney (2002), différents processus créent différents types d'altération à la surface des grains. Il devient ainsi possible de retracer l'histoire géomorphologique des grains et de déterminer dans quels paléoenvironnements ils ont évolué (Goudie *et al.*, 1981). Ainsi, dans un environnement glaciaire, on retrouve principalement des altérations mécaniques telles des fractures conchoïdales, des figures de frottement et de cisaillement, des traces de broyage et des traces de choc en V (surtout dans les environnements fluvioglaciaires). Inversement, dans un milieu de pédogenèse ou de diagenèse les traces d'altération chimique sont prédominantes. Dans de tels cas, les grains sont majoritairement recouverts de traces causées par la précipitation ou par la dissolution de silice.

L'analyse de grains de quartz prélevés dans des échantillons de dépôts meubles en provenance de sites de différentes altitudes de la région à l'étude peut, alors, contribuer à établir les environnements et les processus morphologiques et pédologiques ayant affecté ces sites.

4.2 Échantillonnage et préparation

Pour ces analyses, les échantillons de sol sont d'abord tamisés afin d'obtenir environ 5g de grains de taille variant entre 500-250 microns. Ces grains sont ensuite trempés dans une solution de NaOCl afin d'enlever la matière organique. Puis, ils sont traités au dithionite-citrate-bicarbonate (DCB) pour enlever les revêtements d'oxydes de fer. Pour chaque échantillon, une trentaine de grains (principalement de quartz) sont sélectionnés aléatoirement au binoculaire, et collés sur des lames de métal afin d'être étudiés au microscope à balayage électronique (MEB). Pour cette dernière opération, les grains doivent être recouverts d'une solution d'or-palladium, afin de les rendre conducteurs. L'analyse et la compilation des données recueillies sur une trentaine de grains de sable sont normalement suffisantes pour être représentatives des processus ayant façonné l'ensemble des grains en provenance d'un échantillon donné (Goudie *et al.*, 1981; Bull *et al.*, 1987). De plus, afin de s'assurer que les grains étudiés étaient effectivement constitués de quartz, quelques analyses au microprobe ont été effectuées dans chaque échantillon. Elles ont toutes révélé une composition quartzique des grains.

Les observations au MEB consistent en : **a)** une notation de l'émoussé visuel; **b)** une description de la rugosité de la surface; **c)** une observation des principales altérations chimiques et mécaniques présentes sur chacun des grains. Une ou plusieurs photographies numériques de chaque grain sont conservées afin de pouvoir compléter l'analyse hors des séances de laboratoire.

Les différentes caractéristiques des grains sont classifiées selon divers critères qui s'inspirent de ceux établis par LeRibault (1977), Krinsley et Doornkamp (1973), et Mahaney (2002). Les résultats sont compilés dans des tableaux semblables à ceux utilisés par Bull *et al.* (1987) et Mahaney et Kalm (1995). Les observations ont été faites au laboratoire de l'université Carleton sous la supervision de monsieur Lewis Ling.

En raison du coût de cette technique et de l'accessibilité restreinte au laboratoire, un nombre limité d'échantillons a été sélectionné pour ces analyses. Les échantillons

retenus sont donc ceux semblant être les plus représentatifs des différentes zones altitudinales (voir le Chapitre 2, section 2.2.5 pour la description de ces différentes zones). Ainsi, 7 échantillons gaspésiens proviennent de la zone sommitale, 1 est originaire de la zone de transition et 5 autres sont tirés de la zone d'action glaciaire évidente située en basse altitude. Il est toutefois à noter que, parmi les 7 échantillons de la zone sommitale, trois (CH-02-A, CH-02-C, CH-02-D) ont été prélevés sur le même site (le mont Chauve), à différentes profondeurs, en vue d'effectuer une analyse plus poussée de ce profil (voir section 4.4.2 b). Toutefois, bien que plusieurs échantillons aient été prélevés sur ce site, un seul (CH-02-C) a été retenu pour effectuer la comparaison avec les autres sites. Cette décision s'explique par le fait que, sur tous les autres sites, un seul échantillon avait été prélevé.

Ces échantillons des diverses zones du secteur à l'étude ont été analysés et comparés avec deux autres échantillons : **a)** du mont Jacques-Rousseau (sommet de felsenmeer des monts Torngat); **b)** d'une zone d'altération avancée dans les Blue Ridge Mountains, en Virginie-Occidentale. Une telle comparaison permet de faire un parallèle entre des sites de latitudes différentes qui ont connu, chacun, des conditions d'altération particulières (l'influence du climat, des précipitations, du gel et dégel est bien différente pour chacune de ces régions). De plus, ces trois régions n'ont pas subi les mêmes conditions d'englaciation durant la dernière époque glaciaire. Ainsi, l'échantillon de Virginie provient d'un site au sud de la dernière limite glaciaire et n'a pas, par conséquent, été remanié par la glaciation wisconsinienne (Pagé, 1999). Cet échantillon a été prélevé dans une zone de gneiss précambrien dans la province physiographique du Blue Ridge (Renfro et Feray, 1970). L'échantillon du mont Jacques-Rousseau dans les monts Torngat, a été recueilli dans un secteur caractérisé par une action périglaciaire intense et par une action glaciaire qui a été peu érosive au cours de la dernière glaciation (Marquette *et al.*, 2004). Les différents échantillons analysés par MEB sont exposés dans le Tableau 4.1, à la page suivante.

Type de surface	Endroit	Site	Altitude (m)	Profondeur (cm)	Coordonnées ¹ (UTM)	Description des sites	
Gaspésie	Zone sommitale	Mont Blanche-Lamontagne	BL-01-C	932	49-55	715472 N. 5416226 O.	Felsenmeer, (syénite, granodiorite)
		Mont de l'Aigle	AI-02-C	824	206-296	709119 N. 5411414 O.	Mince dépôt meuble et felsenmeer (volcanites felsiques)
		Mont Chauve	CH-02-A	774	40-53	699636 N. 5407155 O.	Dépôt meuble sous une coulée de blocs (felsite)
			CH-02-C	774	53-134	699636 N. 5407155 O.	Dépôt meuble sous une coulée de blocs (felsite)
			CH-02-D	774	137-168	699636 N. 5407155 O.	Dépôt meuble sous une coulée de blocs (felsite)
		Mont Jacques-Cartier	MJC-2P	1175	26-290	723292 N. 5431301 O.	Saprolite
		Mont Chauve	CH-03-B	774	107-167	700134 N. 5407617 O.	Dépôt sablo-silteux sous des coulées de blocs (felsite)
	Zone de transition	Mont de l'Aigle	AI-03-C	768	165-235	709720 N. 5410436 O.	Mince dépôt meuble sur roche en place
	Zone d'action glaciaire évidente	Périphérie du mont Chauve	CH-06-B	666	65-89	705818 N. 5414220 O.	Dépôt meuble (till d'ablation)
		Périphérie du mont Chauve	CH-01-D	686	0-140	698292N. 541060 O.	Till d'ablation
		Périphérie du mont Chauve	CH-07-B	571	66-...	698329 N. 5407917 O.	Diamicton glaciaire
		Périphérie de Blanche-Lamontagne	BL-03-B	735	63-138	716337 N. 5417126 O.	Felsenmeer ; Stocks et filons couches de syénite ; granodiorite
		Vallée Sainte-Anne	VSA	301	15- 75	694 614 N. 5428171 O.	Diamiction glaciaire
Virginie	Zone d'altération avancée	Blue Ridge Mountains	BR-02	274	125-156 (150 cm)	739616 N. 4279439 O.	Sol très altéré ; gneiss grussifié sur place
Torngat	Périglaciaire	Mont Jacques-Rousseau	JR	1265	0-20	6573690 N. 410887 O.	Sommet de felsenmeer

¹ Les coordonnées pour les sites de la Gaspésie sont en UTM zone 19; pour la Virginie :UTM zone 17 et pour les monts Torngat : UTM zone 20.

Tableau 4.1: Description des sites utilisés pour l'analyse exoscopique

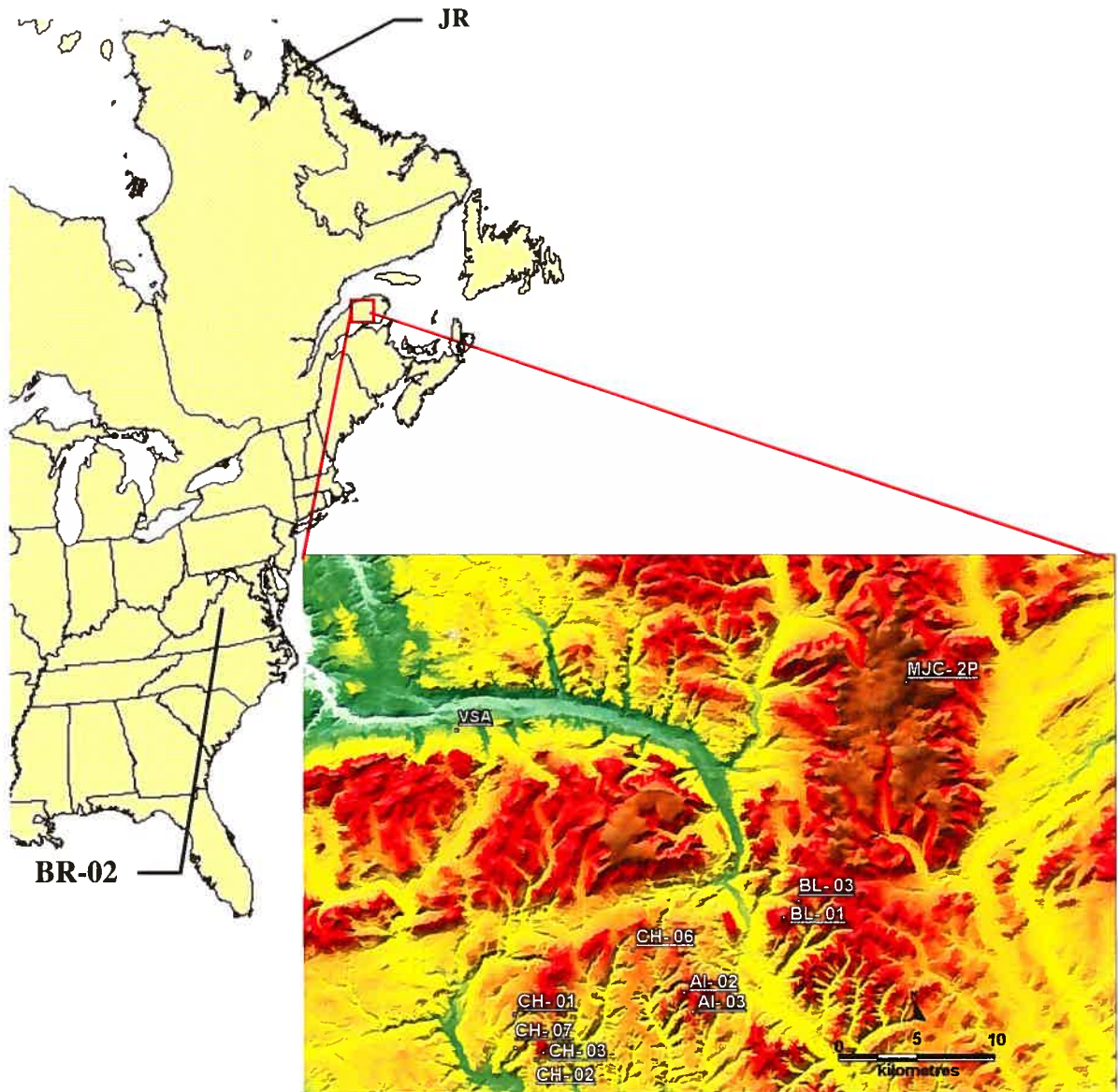


Figure 4.1 : Localisation des sites d'échantillonnage pour les analyses exoscopiques

À partir des classifications effectuées par Goudie *et al.* (1981), Bull *et al.* (1987) et Mahaney (2002), 29 catégories ont été retenues pour répertorier les caractéristiques des surfaces des grains (chacune des catégories est définie en détail, avec exemple, à l'Annexe 2). Ces catégories ont été déterminées en tenant compte des études antérieures faites dans ce domaine ainsi qu'en effectuant des analyses préliminaires sur certains échantillons choisis au hasard. Les 7 premières catégories révèlent l'aspect général du grain en décrivant sa forme (grain angulaire, subangulaire, subarrondi et arrondi) et son relief (faible, moyen, fort). La sphéricité des grains est largement due aux actions

mécaniques qu'ils ont subies, mais peut aussi, dans certains cas, être la résultante d'altérations chimiques (Goudie *et al.*, 1981).

Les catégories 8 à 18 désignent des textures développées par action physique suite à des altérations normalement dues au vent, à l'eau ou à la glace. Les catégories 19 à 29 incluent les formes reliées à l'altération chimique généralement associée aux modifications postdépositionnelles, telles la dissolution et la précipitation.

Dans un premier temps, l'absence ou la présence de chacune des caractéristiques énumérées ci-dessus est notée pour chaque grain de chaque échantillon. La compilation des résultats permet ensuite d'établir des pourcentages de présence pour chacune des formes, pour chaque échantillon et pour chaque zone : Gaspésie (sommitale, transition, glaciaire), Virginie, monts Torngat. La synthèse des résultats pour chaque échantillon est présentée dans le Tableau 4.2, qui s'inspire de ceux utilisés par Bull et Goudie (1987), et Bull *et al.* (1987).

	Forme générale du grain (forme et rugosité)								Altérations d'origine mécanique												Altérations d'origine chimique, reliées aux modifications postpositionnelles									
	1. Arrondi	2. Subarrondi	3. Subangulaire	4. Angulaire	5. Lisse	6. Moyennement rugueux	7. Rugueux	8. Faces fraîches	9. en forme de V	10. Abrasion des arêtes	11. Fractures conchoïdales	12. Cupules d'arrachement	13. Broyage	14. Particules adhérentes	15. Stries et cannelures	16. Plans fracturés	17. Traces en coup d'ongle	18. avec faces redressées	19. chimiques orientées	20. Surface matte	21. Crevasses de dissolution	22. Trous de dissolution	23. Écaillage	24. dissolution précipitation	25. Pellicule silicieuse	26. Surface préaltérée	27. Fleurs de silice	28. Carapace	29. cristalline	Lamelles de croissance
ZONE SOMMITALE																														
BL-01			x	x	x	x	o	x		x	x	x		x		x		o			o	x	x		x					
AI-02-C	o	o	x	x	x	x	o	x	o	x	x	x	o	x	o	x		o	x	x	o	x		o			o	o	o	
CH-02-C	o	x	o	o	x	x	x	x	o		x	o		x	x	x	o	x	x		o									
MJC-2P		x	x		x	x		o			x	o		o		x			x											
CH-03-B		o	x	o	o	x	o	o		x	x	x		x	o	x				o	x	x					o	o	o	
ZONE DE TRANSITION																														
AI-03		x	x	x	x	x		x	o	o	x	o							x		o			o				o	o	
ZONE GLACIAIRE																														
CH-06-B	o	o	x		o		o	o			x	x	o	x	o	x		x	o	x	o		o	x				o	o	
CH-01-D	o	o	x	o	o	x	x	x			x	x		o	o	x	o	x	o	o	o	x	x	x		o	o	o	o	
BL-03-B		x	x	o	x	x	x	o	o	x	x	x	o	x	o	x	o	x	o	o	o	x	x	x			x	x	o	
CH-07-B	o	x	x	o	o	x	x	o			x	o				o		o		o	x			x						
VSA	o	x	x	x	x	x	o	o	o			x		o	o	x		x		o		o	o							
VIRGINIE																														
BR-02	o	o	x	x	o	x	x	x	o	x	x	o		x	o	x		o	o	o	x	x	x	x				x	x	o
MONTS TORNGAT																														
JR		o	o	x	x	x	o		x			x		x		x		x	o	o	o	x	o	o				o	o	

☒ Abondant : 75%
☐ Commun : 25-75%
☐ Présent : 2-25%
☐ Absent : 2% et moins

Tableau 4.2 : Synthèse des résultats obtenus par exoscopie sur les différents échantillons

4.3 Résultats des analyses exoscopiques

4.3.1 Forme et relief des grains

Selon le graphique de la Figure 4.2, une certaine similitude est observée dans la forme des grains en provenance des zones sommitale et glaciaire de la Gaspésie. Tous les types d'éroussées sont observables dans ces deux zones, bien que les grains subangulaires soient majoritaires (respectivement 53 % et 50 %). Il est toutefois à noter que la proportion de grains subarrondis est plus élevée en zone glaciaire (30 % vs 18 %). Une telle proportion s'expliquerait par le fait qu'un certain arrondissement des grains a pu avoir lieu lors du transport, plus intense en basse altitude, via les chenaux subglaciaires (Krinsley et Doornkamp, 1973).

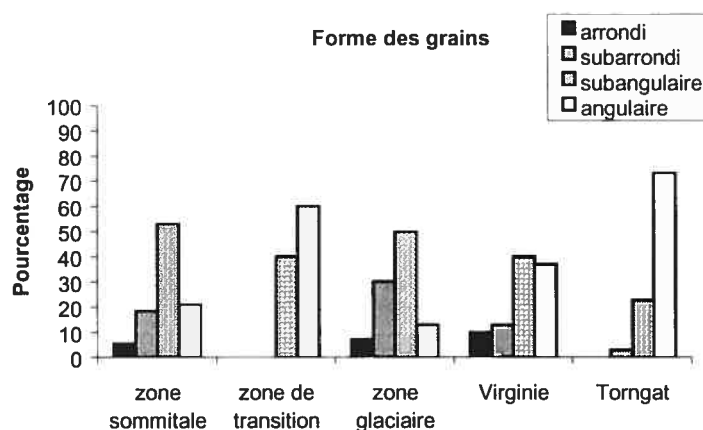


Figure 4.2 : Graphique de la forme des grains pour les diverses zones d'analyse

La forme des grains de la zone de transition de la Gaspésie contraste avec celle des grains des autres zones de cette région. Environ 60 % des grains prélevés en zone de transition sont angulaires. Cet échantillon est aussi caractérisé par une absence de grains arrondis et subarrondis; formes généralement associées à une bonne altération d'origine physique (Mahaney et Kalm, 1995) ou chimique (Howard *et al.*, 1995). En ce sens, cet échantillon se rapproche de celui en provenance du felsenmeer du mont Jacques-Rousseau dans les monts Torngat. Cette extrême angularité est souvent observée dans les

grains originaires du matériel source, et qui n'ont pas subi une forte altération (Mahaney, 2002; Krinsley et Doornkamp, 1973).

L'échantillon de la Virginie, avec ses grains à 40 % subangulaires, 37 % angulaires, 13 % subarrondis et 10 % arrondis, ne permet par l'observation d'une dominance nette d'une forme sur une autre. Ici encore, la forte proportion de grains angulaires et subangulaires indique un faible transport (Mahaney, 2002), tandis que la présence de grains arrondis et subarrondis signale une forte altération (Krinsley et Doornkamp, 1973).

Au sujet du relief à la surface des grains, on ne peut noter une importante variation d'un échantillon à l'autre (Figure 4.3). L'échantillon de la zone de transition est le seul sans grains à fort relief. L'échantillon en provenance de la Virginie est celui qui a la plus faible proportion de grains à faible relief (15%), ainsi que la plus importante proportion de grains à fort relief (30%), en raison d'une forte altération liée à un environnement de haute intensité chimique ou physique (Bull et Goudie, 1987; Bull *et al.*, 1987) (Pour un exemple de grain à fort relief, voir la photo A de la Planche II, à l'Annexe 3).

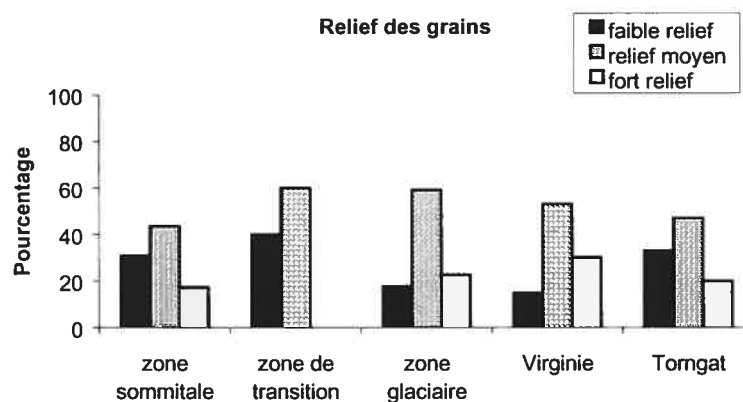


Figure 4.3 : Graphique du relief des grains pour les diverses zones d'analyse

4.3.2 Microtextures d'altération physique et chimique

Les graphiques de la Figure 4.4 (page suivante) présentent la moyenne des fréquences de chaque microtexture observée pour les échantillons en provenance des 5 différentes zones étudiées (Virginie, monts Torngat, Gaspésie : zone sommitale, zone de transition, zone d'action glaciaire).

La comparaison de ces divers graphiques révèle que certaines marques d'altération ont été très peu observées sur l'ensemble des échantillons. C'est le cas notamment des marques de percussion en forme de V, des traces en coup d'ongle et des traces de broyage. Comme les marques de percussion en forme de V sont généralement attribuées à un environnement fluvioglaciaire et comme les traces en coup d'ongle, résultent d'un déplacement éolien (Krinsley et Doornkamp, 1973; Mahaney, 2002), il apparaît donc que les grains de l'ensemble des échantillons ont peu évolué dans ces environnements. La quasi absence de traces de broyage, forme attribuée à un environnement glaciaire de haute intensité (LeRibault, 1977), pourrait indiquer soit une action glaciaire relativement faible, soit un effacement de ces traces par l'altération chimique subséquente. À propos des microtextures d'altération chimique, on observe aussi une rareté des surfaces préaltérées (grain altéré chimiquement puis ayant, par la suite, subi des épisodes de transport), des lamelles de croissance cristalline et des fleurs de silice : les divers environnements dans lesquels les grains ont évolué ont plutôt favorisé la formation de trous de dissolution, de pellicules silicieuses et de surfaces irrégulières de dissolution- précipitation.

Il est aussi à noter que ces graphiques ainsi que la compilation des résultats présentée subséquentement dans le Tableau 4.3, font ressortir les disparités entre les diverses zones d'échantillonnage, indiquant ainsi des processus différents d'altération.

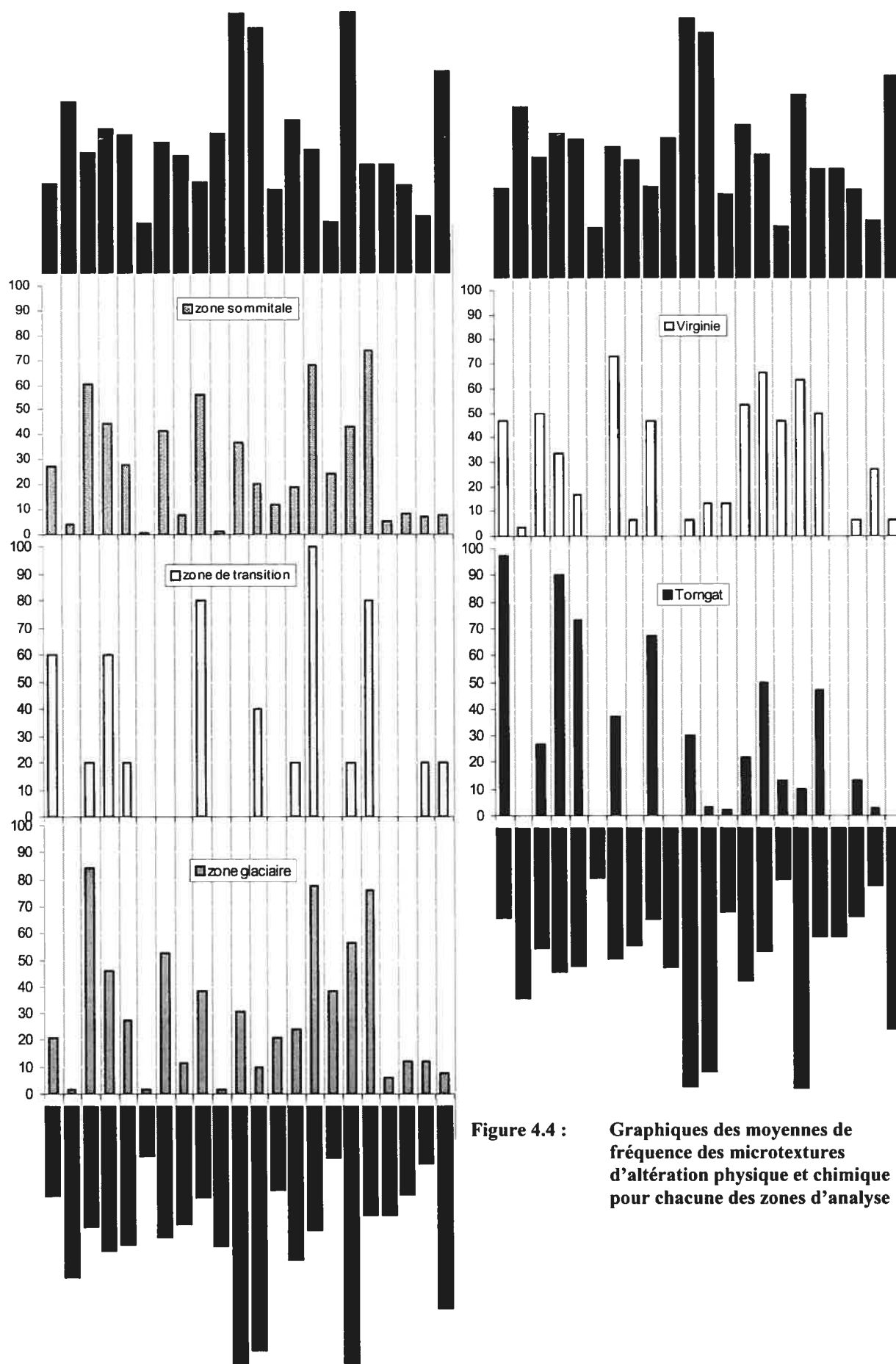


Figure 4.4 : Graphiques des moyennes de fréquence des microtextures d'altération physique et chimique pour chacune des zones d'analyse

Provenance des échantillons	Textures prédominantes
Virginie	Particules adhérentes (73 ¹); trous de dissolution (67); surfaces irrégulières de dissolution- précipitation (63); crevasses de dissolution (53); pellicule silicieuse (50); abrasion des arêtes (50).
Monts Torngat	Faces fraîches (97); fractures conchoïdales (90); cupules d'arrachement (73); plans fracturés (67); trous de dissolution (50); pellicule silicieuse (47).
Gaspésie : zone sommitale	Pellicule silicieuse (74); trous de dissolution (66); abrasion des arêtes (56); plans fracturés (54); fractures conchoïdales (46).
Gaspésie : zone de transition	Trous de dissolution (100); pellicule silicieuse (80); plans fracturés (60); faces fraîches (60).
Gaspésie : zone d'action glaciaire	Abrasion des arêtes (82); pellicule silicieuse (80); fractures conchoïdales (54); plans fracturés (38); cupules d'arrachement (35); surface tourmentée avec faces redressées (35).

¹ Les chiffres entre parenthèses indiquent le pourcentage de grains de l'échantillon possédant cette microtexture

Tableau 4.3 : Textures prédominantes présentes dans les différentes zones d'analyse

Les microformes prédominantes observées sur l'échantillon de Virginie sont caractéristiques des grains ayant subi une bonne altération chimique et un faible transport (voir Annexe 3, planche II, photos A,C,E et G). On y retrouve une grande variété de marques d'altérations chimiques, tant des trous et des crevasses de dissolution, que de précipitation (voir Annexe 3, planche II, photos B,D,F et H). Cette dissolution-précipitation est souvent associée à un environnement de diagenèse (Krinsley et Doornkamp, 1973). Inversement, l'échantillon des monts Torngat présente principalement des traces d'action mécanique. L'abondance de faces fraîches, de fractures conchoïdales et de cupules d'arrachement en témoigne (voir Annexe 3, planche I, photos A à E). Néanmoins, la faible abrasion des arêtes et la petite proportion de grains avec particules adhérentes ainsi que l'absence totale de traces de broyage, de stries et cannelures et de traces en coup d'ongle, indiquent un faible transport tant glaciaire qu'éolien. Ainsi, les grains semblent originaires du matériel source, mais ils ont déjà subi une certaine altération chimique, qui se remarque par la présence de pellicule silicieuse et de trous de dissolution (voir Annexe 3, planche I, photos F et G).

Les divers échantillons de la Gaspésie ont, dans l'ensemble, une grande variété de caractéristiques d'altération tant physique que chimique. Il est toutefois à noter que les grains en provenance des sites en basse altitude sont ceux qui démontrent une plus

intense abrasion des arêtes et un plus grand nombre de surfaces tourmentées avec des faces redressées. Il s'agit aussi des grains avec le plus de marques de broyage, de formes de choc en V, de stries et cannelures, bien que ces différentes formes restent tout de même peu fréquentes. Ce type d'altération physique est généralement associé aux phénomènes de transport fluvioglacière et glaciaire.

4.3.3 La pondération des observations et les ratios altération physique/altération chimique

Les résultats décrits ci-dessus découlent de la méthode d'analyse la plus fréquemment appliquée pour la compilation des résultats concernant la microtexture à la surface des grains. Ainsi, la plupart des études procèdent comme il a été fait ici, à la notation de la présence ou de l'absence des différentes marques d'altération pour chaque grain et calculent ensuite les pourcentages de présence de chacune des marques pour l'ensemble de l'échantillon analysé (Whalley, 1996; Mahaney et Kalm, 1995). Cette méthode ne prend cependant pas en considération la proportion de la surface du grain affectée par chaque marque d'altération, ce qui peut entraîner des biais d'interprétation (Bull, 1981). En effet, les marques d'altération physique et chimique ont une intensité variable sur l'ensemble des grains d'un échantillon. Certaines marques peuvent être présentes en forte proportion sur un grain et en faible proportion sur un autre, indiquant ainsi que l'intensité des phénomènes ayant façonné ces grains ne sont pas exactement les mêmes. Un moyen ici proposé pour contrer ce biais est de caractériser chacune des formes d'altération en fonction de la surface occupée sur la face des grains. Rogerson et Hudson (1983) ont caractérisé chaque marque observée sur leurs échantillons par les qualificatifs : absent, présent ou abondant.

Dans cette même optique, chacune des caractéristiques physiques et chimiques utilisées dans cette recherche (catégories 8 à 29 du Tableau 4.2) a été qualifiée de **forte**, **moyenne**, **faible** ou **absente** par une analyse visuelle des surfaces des grains des différents échantillons. Une caractérisation de «forte» indique que la forme d'altération

était présente sur plus de 75% de la surface du grain, «moyenne», sur 25 à 75% de la surface, «faible», sur 2 à 25 % de sa surface et «absente», sur moins de 2 % de la surface.

Ainsi, à titre d'exemple , pour l'ensemble des grains analysés de l'échantillon provenant de la Virginie on retrouve 20 marques d'altération physique «forte», 25 «moyenne» et 40 «faible».

Caractéristiques physiques											
	Faces fraîches	Marques de percussion en forme de V	Abrasion des arêtes	Fractures conchoïdales	Cupules d'arrachement	Broyage	Particules adhérentes	Stries et cannelures	Plan fracturé	Traces en coup d'ongle	Surface tourmentée avec faces redressées
											total
Fort	2		5	1			9		2		20
Moyen	2		4	4			9		5		25
Faible	10	1	6	5	5		4	2	7		40
Absent	16	29	15	20	25	30	8	28	16	30	245

Caractéristiques chimiques											
	Alvéoles d'attaques chimiques orientées	Surface mate	Crevasse de dissolution	Trous de dissolution	Écaillage	Surface irrégulière de dissolution-précipitation	Pellicule siliceuse	Surface préatérée	Fleurs de silice	Carapace	Lamelles de croissance cristalline
											total
Fort	2		1	6	6	14	1			1	31
Moyen		3	8	9	4	3	6		1	3	37
Faible	2	1	7	5	4	2	8		1	4	36
Absent	26	2	14	10	16	11	15	30	28	22	226

Tableau 4.4 : Exemple de caractérisation des différentes formes d'altération physique et chimique (pour l'échantillon BR-02, dans ce cas)

Dans une tentative de pondération des résultats, une valeur est associée à chacun des qualificatifs (fort, moyen faible et absent). Ainsi une cote de 10 est donnée à la caractéristique forte (F), une cote de 5 à la caractéristique moyen (M), 1 à faible (f) et 0 à absent (A). De cette manière, il est possible d'associer une valeur à chaque marque

d'altération et de faire la somme de ces valeurs pour l'ensemble des marques d'altération physique ou chimique d'un échantillon.

À titre d'exemple, les caractéristiques physiques et chimiques sont compilées ainsi :

Altérations physiques			
F	M	f	Pondéré ($F*10+M*5+f*1$)
20	25	40	365

Altérations chimiques			
F	M	f	Pondéré ($F*10+M*5+f*1$)
31	37	36	531

Tableau 4.5 : Exemple de compilation et de pondération des résultats des marques d'altération physique et chimique

Une telle compilation peut servir à déterminer la proportion pondérée d'altérations physiques vs la proportion pondérée d'altérations chimiques de chaque échantillon. Onze types de marques d'altération physique ainsi que 11 types de marques d'altération chimique ont été observés sur chacun des échantillons analysés et puis pondérés. Ils ont ensuite été utilisés pour calculer des ratios (marques d'altération physique/marques d'altération chimique) dont le but est d'établir la prédominance des différents types de marques dans les diverses zones. Ces ratios sont effectués en divisant la valeur pondérée des marques d'altération physique par la valeur pondérée des marques d'altération chimique.

Zone	Ratio pondéré
Zone sommitale	1.03
Zone de transition	0.87
Zone glaciaire	1.13
Virginie	0.68
Torngat	5.10

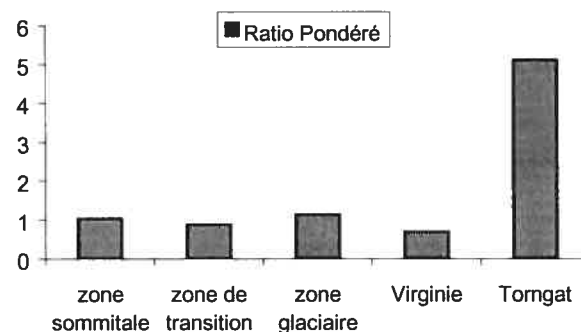


Tableau 4.6 et Figure 4.5 : Ratio pondéré des marques d'altération physique/marques d'altération chimique

Le site du mont Jacques-Rousseau dans les monts Torngat a un ratio 5 fois supérieur aux ratios des autres sites, indiquant une large prépondérance des marques d'action mécanique par rapport aux marques d'altération chimique. Inversement, le site de la Virginie a le plus faible ratio, moins de 0.7, signifiant une altération chimique

intense. Les sites des différentes zones gaspésiennes présentent, entre eux, une certaine similitude. Les ratios de la zone sommitale et de la zone glaciaire révèlent une part presque aussi grande de marques d'altération chimique que de marques d'altération physique. La zone de transition a un ratio légèrement plus faible, montrant ainsi une proportion un peu plus forte de marques d'altération chimique.

4.4 Interprétation des résultats

4.4.1 La signification des traces observées sur les échantillons en provenance des monts Torngat, et de la Virginie

Les divergences observées d'une zone d'analyse à l'autre peuvent apparemment être associées aux conditions particulières de l'environnement dans lequel les grains ont évolué. Ainsi, le ratio élevé observé sur les grains des monts Torngat révèle une forte altération mécanique. Néanmoins, ces grains ne présentent pas de signes évidents liés au transport glaciaire ou éolien. Ils ont aussi une abondance de faces fraîches, indice d'une faible altération (voir Annexe 3, planche I, grain H). Dans de telles circonstances, il est possible d'avancer que les microtextures de ces grains sont principalement dues aux phénomènes périglaciaires. Les travaux de Marquette *et al.* (2004) révèlent d'ailleurs que les glaciers, bien que présents sur les sommets des monts Torngat lors du dernier maximum glaciaire, ont eu un faible pouvoir érosif et ont permis la préservation de felsenmeers préwisconsinien. Les grains, ici observés, proviennent surtout de la désagrégation des roches constituant ces felsenmeers. Ils sont donc originaires du matériel source et n'ont pas été transportés par une calotte de glace.

La présence, bien que faible, de trous de dissolution et de précipitation de silice indique cependant que certains processus de diagenèse ont eu lieu. Toutefois, la faible quantité de ces marques démontre que l'altération chimique ne s'est pas produite sous un climat chaud et humide ou sur une période de temps très longue. Ainsi on ne peut pas conclure que les grains des monts Torngat sont de l'époque tertiaire car son climat plus

chaud et la longue période écoulée depuis ce temps auraient permis une altération chimique plus intense. L'altération de ces grains s'est donc effectuée soit dans un intervalle de temps plus court (depuis la dernière époque glaciaire), ou soit alors sous un climat moins propice à une forte altération chimique (durant les interglaciaires).

Le faible ratio observé sur l'échantillon de la Virginie indique une prépondérance des marques d'altération chimique. Plusieurs études ont démontré que l'altération chimique est principalement influencée par le climat, le temps et les acides organiques (Crook, 1968; Pye et Mazullo, 1994; Howard *et al.*, 1995). Ces différents facteurs ont possiblement tous influencé les microtextures observées sur les grains en provenance de la Virginie. L'absence de glaciation durant le dernier maximum glaciaire, la latitude plus australe de ce site par comparaison aux autres sites étudiés, et la végétation plus dense dans ce secteur que sur les sommets de la Gaspésie et des monts Torngat, ont toutes pu contribuer à l'importante altération chimique observable sur ces grains. Selon les études effectuées par Howard *et al.* (1995) sur des échantillons de la Virginie, il appert que le principal facteur influençant la météorisation des grains de sable est lié à la durée d'exposition aux différents agents. Ces auteurs parviennent à cette conclusion par le biais d'une étude visant à déterminer les effets du temps sur la dissolution du quartz. Pour ce faire, ils ont analysé divers échantillons de grains en provenance de plusieurs profils de différents sols dont les âges sont connus et varient entre 90 ka et 10 Ma. Selon leur étude, une longue période d'exposition favorise la dissolution et la précipitation de silice, ainsi que la formation de trous et crevasses de dissolution. En appliquant ce concept à cette étude, il est possible d'affirmer que l'altération chimique observable sur les grains échantillonnés ici serait principalement due à une altération de longue durée, possiblement plus longue que la période holocène. De plus, vu la faible proportion de marques mécaniques liées à un quelconque agent de transport, on peut conclure de l'origine *in situ* des altérations observées sur les grains.

4.4.2 Les différentes zones de la Gaspésie : un ensemble de processus complexes

En ce qui concerne les grains des différentes zones de la Gaspésie, les ratios indiquent une proportion similaire d'altération chimique et physique d'une zone à l'autre. À priori, il ne paraît pas y avoir une différence nette entre les processus qui ont façonné les grains des trois zones altitudinales gaspésiennes, et toutes démontrent un ratio près de 1. Néanmoins, bien que l'on retrouve une quantité similaire de traces d'altération physique et chimique dans l'ensemble de ces échantillons, une analyse plus approfondie révèle que les microtextures prédominantes à la surface des grains varient selon la zone de provenance des échantillons.

a) La zone sommitale

Les grains des sites sommitaux, bien que porteurs de marques d'action mécanique, sont caractérisés par une forme arrondie, une surface irrégulière de dissolution-précipitation avec des trous et crevasses de dissolution ainsi que par des précipitations de silice. Les traces d'action mécanique liées au transport ne sont pas visibles sur ces surfaces, soit parce qu'elles en sont absentes, soit parce qu'elles ont été entièrement masquées par l'altération chimique subséquente (Annexe 3, Planche III, photos A à D et F).

Néanmoins, plusieurs grains très altérés retrouvés en haute altitude, présentent aussi des faces fraîches (Annexe 3, Planche III, photos E et G). Le long des cassures, les arêtes sont très peu émoussées et l'altération chimique est faible (Annexe 3, Planche III, photo H). Ces faces fraîches ne montrent pas de signes évidents pouvant être associés à un épisode de transport. Les seules marques d'action mécanique observables (fractures conchoïdales, cupules d'arrachement, plans fracturés) ne nécessitent pas, pour leur formation, un transport par la glace, l'eau ou le vent; elles peuvent être dues au simple fractionnement des grains. Ce sont plutôt des marques pouvant se retrouver sur des grains

fortement altérés chimiquement, soumis à une pression mécanique ultérieure (Mahaney, 2002).

On peut dès lors conclure que ces fractures sont la résultante d'actions mécaniques récentes (Krinsley et Doornkamp, 1973) pouvant être associées à des phénomènes, tels que la gélifraction. Le modelé de ces grains est alors dû à un ensemble de processus : **a)** dans un premier temps, les grains ont subi une altération chimique intense due à une longue exposition aux processus de diagenèse et de pédogenèse ou à un environnement de haute énergie chimique; **b)** puis, ils ont été cassés le long de plans de faiblesse par l'action du gel et dégel, fréquente dans ces zones de haute altitude.

L'analyse des grains en provenance des sites de haute altitude ne peut cependant permettre de conclure sans équivoque que ces sites ont tous une altération très avancée. Plusieurs échantillons prélevés en zone sommitale sont pourvus d'un bon nombre d'aiguilles de quartz peu altérées mécaniquement et qui ont subi une altération chimique relativement faible (voir Annexe 3, Planche IV, photos A à D). Ces aiguilles contrastent largement avec les grains mentionnés ci-dessus, bien qu'elles puissent se retrouver dans les mêmes échantillons. Ainsi le site du mont Chauve, décrit précédemment, comprend des aiguilles de quartz presque parfaites, en plus des grains glaciaires, éoliens et altérés chimiquement.

Il est à noter que ces aiguilles ne se retrouvent pas dans l'ensemble des échantillons sommitaux. Elles sont, en effet, complètement absentes de l'échantillon du mont Jacques-Cartier (MJC-2P) et de l'échantillon CH-03-B (voir Tableau 4.2) qui provient d'un site aux caractéristiques périglaciaires (coulées de blocs à triage) non loin du mont Chauve. Dans tous les autres échantillons analysés, leur nombre varie entre 2 et 25%.

Ces cristaux idiomorphes ne présentent aucune trace de transport et qu'une faible altération tant chimique que physique. On peut alors conclure qu'ils proviennent de la roche en place; ils ont possiblement été développés *in situ* dans des cavités au cœur de la

formation géologique. Ils sont ainsi étroitement liés à la structure géologique de la région. Deux hypothèses peuvent expliquer la présence de ces grains:

1. Les dépôts sommitaux ont subi un faible transport ainsi qu'une altération chimique de faible envergure, permettant la préservation de ces formes euhédrales à l'intérieur du matériel meuble;
2. Les aiguilles de quartz ont récemment été dégagées du matériel source, mélangées à la matrice et, depuis, exposées aux intempéries. Elles étaient précédemment enclavées à l'intérieur de structures plus importantes (cailloux, roche en place) qui se sont désagrégées sous l'action des altérations physiques et chimiques (notamment la cryoclastie).

La seconde hypothèse est d'ailleurs appuyée par certaines observations. Il semble que le degré d'altération variant d'une aiguille de quartz à une autre soit fonction de la différence d'exposition des cristaux aux divers agents d'altération (Annexe 3, Planche IV, photos E et F). De plus, comme pour les grains démontrant une altération avancée, certaines aiguilles présentent des faces cassées, lesquelles pourraient être un indicateur d'action mécanique causée par la cryoclastie.

Malgré la présence de ces aiguilles n'ayant pas subi de transport, il est toutefois impossible d'exclure l'influence d'agents de transport sur le façonnage d'une partie des dépôts sommitaux. Dans tous les dépôts, même en zone sommitale, certains grains démontrent clairement une action glaciaire. Les grains traditionnellement considérés comme étant glaciaires ont, à leur surface, un ensemble de microtextures incluant une bonne angularité, des fractures conchoïdales, des stries et cannelures, des facettes retournées, des particules adhérentes (Krinsley et Doornkamp, 1973; Goudie *et al.*, 1981 Bull et Goudie, 1987). La proportion de ces grains a été calculée pour chacun des échantillons. Dans les zones sommitales, les grains présentant des microtextures caractéristiques des environnements glaciaires ne sont pas majoritaires. Ils constituent, selon les échantillons, entre 10 et 33 % des grains observés. En comparaison, les grains

montrant des microtextures associées à la pédogenèse et la diagenèse représentent entre 50 et 80 % de l'ensemble des grains des échantillons sommitaux. Les sols sommitaux ne peuvent donc pas être considérés comme des dépôts glaciaires à proprement parler. Il est néanmoins possible qu'un mince dépôt glaciaire laissé sur les sommets se soit mélangé par cryoturbation avec le matériel meuble déjà présent. La faible proportion de grains ayant subi un fort transport glaciaire indique toutefois que ce dépôt glaciaire était relativement mince et provenait probablement d'une glace à faible pouvoir érosif et dépositionnel.

b) Le cas du mont Chauve : un site particulier de la zone sommitale

Le site CH-02 du mont Chauve (voir la Figure 4.1 pour la localisation), a déjà fait l'objet d'analyses approfondies au Chapitre 3 (section 3.4.1). Sa forte proportion de limon et de minéraux argileux secondaires ainsi que l'augmentation du fer cristallin en profondeur le distingue des autres sites à l'étude et révèlent une altération avancée, plus importante que celle observée sur la majorité des autres sommets. Les analyses exoscopiques effectuées sur les échantillons prélevés au mont Chauve, mettent aussi en évidence la forte altération de ce site et permettent de confirmer les données recueillies au Chapitre 3. Il s'agit effectivement des échantillons ayant la plus forte quantité de grains très altérés chimiquement : près de 90% des grains présentent des trous de dissolution et près de 80 % ont une surface irrégulière de dissolution-précipitation (voir Annexe 3, Planche V, photo A).

Toutefois, les analyses exoscopiques démontrent aussi qu'un ensemble de processus variés a contribué à la mise en place de ce dépôt dont l'origine n'est pas simplement due à une altération *in situ*. Le microscope à balayage électronique a effectivement révélé que certains grains de ce site ont subi un transport glaciaire ou éolien. Des grains, tels que ceux présentés à la Planche V (photos F,G, H) témoignent de l'influence glaciaire pour le transport de certains matériaux. Ces grains sont généralement de forme subangulaire avec une large variété de microtextures, dont des

stries et cannelures et des particules adhérentes (Mahaney et Kalm, 1995). Ils sont aussi fréquemment recouverts d'une couche de silice leur procurant une surface matte.

D'autres grains, tels que ceux présentés à la Planche V (photos B, C et D), témoignent plutôt d'un transport par le vent. Le transport éolien façonne généralement les grains de manière à les arrondir et à en émousser les arêtes (Krinsley et Doornkamp, 1973). Les collisions provoquées par le transport éolien produisent, de plus, un ensemble de facettes renversées (Krinsley et Doornkamp, 1973) ainsi que des traces en coup d'ongle (LeRibault, 1977) (Annexe 3, Planche V, photos B et E).

Trois échantillons du mont Chauve, prélevés à des profondeurs différentes, ont été analysés par exoscopie (voir Tableau 4.1 pour la description des échantillons) et tous révèlent des proportions semblables de grains présentant une forte altération chimique, de grains ayant des caractéristiques glaciaires et de grains d'origine éolienne. On peut donc en conclure que les différents niveaux de ce profil représentent les sédiments déposés sous les mêmes conditions paléoclimatiques.

Le site du mont Chauve est localisé sous une coulée de blocs sur un versant d'environ 15°. Des polygones et des coulées de blocs à triage observables à proximité laissent entrevoir la possibilité que ce site a été largement influencé par les phénomènes périglaciaires. Cette action périglaciaire peut expliquer le fait que plusieurs grains fortement altérés ont aussi diverses cassures et laissent voir certaines faces fraîches (telles que présentées à l'Annexe 3, planche III, photo F.)

La présence simultanée de grains altérés et cassés, éoliens et glaciaires dans ce site pourrait être due à une succession de phénomènes : **a)** d'abord, il y eu altération d'un dépôt, possiblement lors du dernier interglaciaire; **b)** puis, lors de la dernière glaciation, les glaciers ont amené certains grains érodés mécaniquement; **c)** au retrait des glaciers, des grains ayant subi du transport éolien se sont déposés; **d)** finalement, l'action conjuguée de la solifluxion et du mouvement de pente a permis un certain mélange du matériel et a provoqué le fractionnement de certains grains.

c) La zone de transition

Un seul site de la zone de transition a pu être analysé. Il présente des caractéristiques semblables à celles des sites sommitaux, quoique le ratio pondéré soit légèrement plus bas que celui observé pour la zone sommitale. Cette différence dans le ratio peut s'expliquer par le fait que certains processus mécaniques, telles la gélifraction et la cryoturbation, soient moins intenses dans la zone de transition et limitent donc le type de cassures observables à la surface des grains. Les grains de cette zone ont quand même des caractéristiques d'altération multiples : on y retrouve une bonne proportion de grains de quartz non évolués (dont des aiguilles de quartz), et de grains très altérés chimiquement ainsi que quelques grains ayant subi du transport glaciaire.

L'absence de grains à fort relief, de grains arrondis et subarrondis peut s'expliquer, en partie, par le type d'action glaciaire ayant eu lieu dans cette zone. Effectivement, dans la zone de transition, la glace semble avoir eu une certaine action érosive, enlevant une bonne quantité de matériel altéré, mais n'aurait pas permis la déposition d'importantes quantités de matériel meuble. Un tel phénomène pourrait clarifier le fait que les grains typiquement glaciaires sont faiblement représentés dans l'échantillon en provenance de la zone de transition. Cette même dynamique glaciaire peut expliquer la présence de grains fortement altérés et de grains non évolués. Les grains altérés peuvent être un reliquat du matériel en place avant le passage glaciaire, tandis que les grains non évolués sont ceux s'étant détachés de la roche en place depuis un faible laps de temps. Étant donné la faible épaisseur de dépôts meubles dans ce secteur, la roche en place est soumise aux pressions climatiques et environnementales et peut subir un certain fractionnement menant à la formation de nouveaux grains.

d) La zone d'action glaciaire évidente

En Gaspésie, les sites la zone d'action glaciaire ont un ratio pondéré légèrement supérieur à ce qui est observé dans les zones d'altitude élevée, indiquant ainsi des

processus physiques légèrement plus intenses en basse altitude que sur les sommets. Ceci peut s'expliquer par une action glaciaire plus forte et plus érosive dans les zones de moindre altitude. Le ratio observé reste néanmoins très éloigné de ce qui est noté pour le mont Jacques-Rousseau dans les monts Torngat. La plus grande quantité de faces fraîches, de plans de fracture et de fractures conchoïdales dans le site des monts Torngat est responsable de cet écart de ratio et est le reflet d'une action périglaciaire plus intense dans ces zones du Labrador que dans les différentes zones gaspésiennes.

On retrouve une plus forte proportion de grains aux arêtes émoussées et de grains associés à un environnement glaciaire dans les zones de basse altitude de la Gaspésie que dans les autres zones altitudinales de cette région (voir Annexe 3, planche VI, photos A à D, G et H). Toutefois, un fort pourcentage de grains des échantillons des sites de basse altitude démontre aussi une certaine similitude avec les grains des sites sommitaux. Ainsi, même en basse altitude, on ne retrouve pas une homogénéité des grains d'un même échantillon. Certains grains présentent une altération chimique avancée (voir Annexe 3, planche VI, photo E), tandis que d'autres laissent voir une très faible altération autant chimique que physique. Certains grains non évolués et une aiguille de quartz (voir Annexe 3, planche VI, photo F) ont aussi été retrouvés en basse altitude, mais uniquement à l'intérieur d'un seul échantillon. Ainsi, bien que communes en haute altitude, les aiguilles de quartz semblent être relativement exceptionnelles dans les zones d'action glaciaire évidente.

4.5 L'histoire glaciaire révélée par l'analyse des grains de sable

L'étude des grains de sable au MEB révèle d'importantes différences dans l'évolution des grains selon leur zone latitudinale de provenance. Ainsi, on peut en conclure que les paléoenvironnements des monts Torngat, de la Gaspésie et de la Virginie ont été relativement différents, ce qui a créé des contrastes dans les microtextures à la surface des grains. Par leurs marques de dissolution-précipitation et

d'altération chimique, les grains de l'échantillon de la Virginie témoignent d'un environnement chimique à forte énergie, possiblement sur une longue période, mais sans grand déplacement. Ces grains attestent l'absence de transport tant glaciaire qu'éolien ou fluvial. L'aspect des grains révèle plutôt une altération *in situ*, liée à la météorisation de la roche en place. Inversement, l'échantillon des monts Torngat indique que les grains ont évolué dans un milieu où l'action chimique a été de très faible intensité. La majorité des marques d'action mécanique observables à la surface de ces grains témoigne d'un fractionnement du matériel source (par le gel et dégel ou la cryoturbation). De plus, les microtextures sur les grains du sommet du mont Jacques-Rousseau dans les monts Torngat, sont le reflet d'un environnement dans lequel l'action glaciaire a joué un rôle minimal. Par opposition, les grains originaires de la Gaspésie permettent, par la variété de leur forme et de leur texture, de conclure qu'une variété d'événements géomorphologiques a eu lieu.

Au cœur même de la Gaspésie, les contrastes dans les ratios d'altération physique/chimique sont très minimes entre les différentes zones. En fait, les nuances observables d'une zone altitudinale à l'autre ne sont pas du tout comparables aux différences notées entre la Gaspésie, les monts Torngat et la Virginie. Dans les diverses zones de la Gaspésie, il n'est pas inhabituel de trouver, dans un même échantillon, autant de grains ayant un ensemble de microtextures liées à du transport glaciaire que de grains avec des altérations chimiques intenses ou encore, des grains originaires du matériel source et n'ayant pas subi d'altération. Ainsi, dans les échantillons de la Gaspésie, toutes altitudes confondues, les microtextures liées à l'altération chimique sont présentes en proportion presque équivalente aux microtextures associées à l'altération mécanique. L'absence de démarcation très nette entre les grains des différentes zones altitudinales de la Gaspésie ne permet toutefois pas d'affirmer avec certitude que les processus ayant façonné le développement de ces zones sont les mêmes. Effectivement, plusieurs types de marques peuvent être la résultante d'actions physiques ou chimiques différentes, et chaque zone altitudinale a pu subir une succession d'événements qui lui est propre mais ayant mené à des conditions d'altération semblables.

Selon les observations effectuées, il apparaît aussi que l'action glaciaire a eu un impact sur l'ensemble des sites gaspésiens étudiés. Même dans la zone sommitale, il y a présence de grains avec des caractéristiques glaciaires. Cette présence en haute altitude soutient donc l'hypothèse selon laquelle les sommets gaspésiens auraient été recouverts de glace. Cependant, l'impact de l'action glaciaire aurait été relativement faible : les grains avec des caractéristiques glaciaires sont minoritaires sur les sommets et une bonne proportion de grains à forte altération chimique y a été préservée. Un problème existe néanmoins à ce stade, car la forte altération des grains ne permet pas de déterminer dans quel paléoenvironnement ils ont évolué avant leur altération chimique, ni d'établir si les grains sont originaires de la roche en place ou s'ils sont plutôt d'anciens dépôts, altérés par la suite. On peut toutefois mentionner que la météorisation chimique peut être liée à la quantité d'acide organique ou au climat, mais qu'elle est principalement associée à une longue durée d'exposition aux divers agents (Crook, 1968; Pye et Mazullo, 1994; Howard *et al.*, 1995). Ainsi, il est fort probable que certains grains altérés de la Gaspésie soient antérieurs au dernier maximum glaciaire et qu'ils n'aient pas été remaniés par les glaciers.

La présence de grains fortement altérés (pellicule silicieuse, trou de dissolution, surface matte de précipitation) n'est cependant pas l'exclusivité des zones sommitales. Leur présence en zone de transition et en zone d'action glaciaire évidente peut aussi donner des indications à propos du type de recouvrement glaciaire et de son intensité. Dans les vallées, la forte proportion de grains avec des caractéristiques glaciaires indique clairement qu'il y a eu un remaniement et un transport des dépôts par les glaciers. Cependant, il est possible que les glaces à faible potentiel érosif de la dernière époque glaciaire aient transporté des grains altérés des sommets vers les vallées sans pour autant effacer l'ensemble des marques d'altération chimique se trouvant à leur surface. Ainsi, plusieurs grains observés dans les vallées peuvent provenir des sommets environnants et n'avoir été déplacés, que sur de très courtes distances, par l'action des glaciers, sans avoir subi une érosion importante. Ce transport passif dans la glace permet à certains grains de conserver l'ensemble des marques d'altération physique et chimique présentes à leur surface avant le transport (Mahaney *et al.*, 1995). Il est aussi à noter que la

pédogenèse, plus intense en zone de basse altitude que sur les sommets gaspésiens (à cause, notamment, d'une végétation plus dense et d'un climat plus clément), peut avoir eu un plus large impact sur l'altération postglaciaire des grains en basse altitude.

De plus, les marques d'altération physique présentes à la surface des grains peuvent fournir des indications sur le type de glace présente en Gaspésie. Effectivement, les études de Mahaney (1995) et Mahaney *et al.*, (1995) révèlent que l'épaisseur de la glace, la distance du transport ainsi que la dynamique glaciaire sont des facteurs influençant le type de marques à la surface des grains. Après l'analyse de grains de sable de 500 échantillons de divers tills transportés sur des distances variables et déposés par différents types de glaciers, ces auteurs sont venus à la conclusion que les fractures conchoïdales, les stries et cannelures profondes abondent dans les échantillons ayant été déplacés par la glace continentale. Ils constatent que ces marques couvrent une plus grande partie de la surface des grains, lorsque ces derniers ont été transportés par une glace épaisse. Ainsi, selon leur expérimentation, lorsque la glace a une épaisseur en deçà de 500 m, ces microtextures couvrent en général seulement 10 à 20 % de la surface des grains, tandis que lorsque la glace a une épaisseur de plus de 500 m, ces microtextures se retrouvent sur 20 à 75% de la surface des grains. Les traces en coup d'ongle, forme généralement associée au transport éolien, peuvent aussi être observées sur des grains ayant été transportés par une glace très épaisse. En outre, les auteurs observent que plus la glace est épaisse, plus la proportion de grains à fort relief augmente. Ils remarquent également que les faces fraîches sont beaucoup plus présentes sur les grains ayant été traînés sur de courtes distances (moins de 4 km) que sur ceux ayant subi un long transport.

Ces données, si elles sont appliquées aux grains de la Gaspésie, peuvent permettre de mieux comprendre le type de recouvrement glaciaire ayant eu lieu sur la péninsule. Tel que montré à la Figure 4.4, les grains des échantillons de la Gaspésie, bien qu'ayant une bonne proportion de fractures conchoïdales, ont très peu de stries et de cannelures. Ces microtextures sont minoritaires, et ne se trouvent que sur 11% des grains en basse altitude et sur 7 % des grains en zone sommitale. De plus, lorsque présentes, ces

microtextures ne recouvrent généralement pas plus de 20 % de la surface des grains. Les traces en coup d'ongle, quant à elles, sont pratiquement absentes et se rencontrent sur moins de 2% des grains en provenance des sites de basse altitude et sur 1% des grains de la zone sommitale. De plus, la majorité des grains ont un relief moyen et les grains ayant un fort relief est fort variable d'une zone à l'autre : elle est de 17 % en zone de haute altitude, de 22% en zone glaciaire et de 0 % en zone de transition (Figure 4.5). Ces divers éléments sont indicateurs d'une action glaciaire relativement restreinte, laquelle peut être attribuée à une glace plutôt mince ayant transporté le matériel sur de courtes distances. De fait, peu d'indicateurs permettent de conclure qu'une glace épaisse et continentale a recouvert la péninsule. Sur les grains de la zone sommitale, la grande rareté des stries, cannelures et autres marques typiquement reliées à l'action glaciaire laisse d'ailleurs entrevoir un amincissement par-dessus les sommets et un transport encore plus local. Ainsi, le matériel transporté ne l'aurait pas été à partir de l'inlandsis laurentidien, mais plutôt à partir d'une calotte locale ou encore par des glaciers de montagne.

4.6 Conclusion du chapitre

À la vue des résultats exposés, il apparaît que la méthode d'analyse des grains de sable s'est montrée efficace pour faire la distinction entre les divers processus ayant façonné les grains en provenance des différentes latitudes. Les monts Torngat, la Gaspésie ainsi que les Blue Ridge Mountains de la Virginie ont eu et ont toujours des environnements pouvant être distingués par l'analyse des traces présentes à la surface des grains de sable. La méthode du MEB s'est néanmoins avérée quelque peu moins efficace pour démontrer la variabilité des processus selon l'altitude au cœur de la Gaspésie septentrionale.

La microscopie à balayage électronique ne permet pas de distinguer avec précision les différences de processus ayant eu cours dans les différentes zones altitudinales de la Gaspésie. Elle permet néanmoins d'affirmer que ces zones ont subi une

suite complexe de processus, impliquant le recouvrement des sommets par des glaces et un transport d'une certaine quantité de matériaux des sommets vers les vallées. Le MEB révèle aussi une altération importante des sols gaspésiens. Les différentes microtextures observées laissent supposer que les glaces gaspésiennes étaient de faible envergure, et que le transport du matériel s'est effectué sur de courtes distances. Ainsi, les glaces, bien qu'elles recouvraient les sommets, ont permis la préservation de grains fortement altérés chimiquement. Ces résultats concordent avec ceux exposés dans le chapitre précédent, concernant les analyses des oxydes, de la granulométrie et des minéraux argileux. Ainsi, l'exoscopie des grains de quartz, bien que comprenant une certaine part de subjectivité, peut servir à confirmer les données recueillies par diverses autres méthodes d'analyse.

Chapitre 5 : Caractérisation des formes à grande échelle : le modelé glaciaire vs les formes d'altération physicochimique

5.1 Introduction

Les analyses pédologiques (granulométrie, concentration des oxydes et minéralogie des argiles) et exoscopiques présentées dans les chapitres précédents, révèlent que les régions sommitales de la Gaspésie septentrionale ont été influencées par une vaste gamme de processus tant physiques que chimiques. Néanmoins, ces différentes analyses à microéchelle ne permettent qu'une vision partielle des événements glaciaires et non glaciaires ayant façonné les sommets et elles ne suffisent pas pour déterminer avec précision la dynamique, la provenance et la direction d'écoulement des masses de glace ayant recouvert la Gaspésie. En vue de remédier à cette lacune et de bien établir l'ampleur du potentiel érosif de la glace, il est important d'étudier d'autres aspects de la géomorphologie gaspésienne et de s'attarder aussi aux formes à grande échelle.

Ce chapitre a donc pour but de décrire, localiser et cartographier certaines formes à grande échelle liées tant à l'action glaciaire (blocs erratiques, cirques, vallées en auge) qu'à l'altération physicochimique (tors et felsenmeers). L'étude de ces macroformes et de leur distribution spatiale dans le paysage gaspésien peut effectivement aider à identifier la dynamique glaciaire, le sens de l'écoulement et l'origine (locale ou continentale) de la glace. Les données ainsi compilées peuvent aussi contribuer l'établissement de l'impact glaciaire en fonction de l'altitude et de la topographie locale.

5.2 Méthodologie pour l'analyse des formes à grande échelle

Dans un premier temps, un modèle numérique d'élévation (MNE) (à une précision de 10 m) a été effectué dans le logiciel Sigis. Cet outil a été utilisé afin d'analyser le relief de la Gaspésie septentrionale et de compiler des informations concernant le modelé glaciaire de cette région des Appalaches. Pour ce faire, différents profils longitudinaux ont été effectués le long des vallées, des versants et des cirques du secteur à l'étude. De plus, par la superposition d'orthophotographies et la visualisation 3D, le MNE a permis de valider les données géomorphologiques recueillies sur le terrain. Le logiciel d'information géographique Sigis a aussi servi pour l'analyse du ravinement de la Gaspésie. Une description plus détaillée des étapes entreprises pour cette analyse est décrite dans la section 5.3.3 de ce chapitre. Il est à noter que les cartes des sections 5.3.1 et 5.3.3, ont été faites à l'aide du logiciel Sigis, leur apparence est donc légèrement différente de celle des autres cartes présentées dans ce mémoire et exécutées à l'aide du logiciel MapInfo.

Dans un second temps, une compilation des données recueillies sur le terrain concernant la dispersion d'erratiques de diverses lithologies, a été dressée. La localisation de ces blocs rocheux déplacés par la glace peut donner une indication de la direction du mouvement glaciaire.

Finalement, la distribution des felsenmeers et des tors a été étudiée. La présence de telles formes d'altération physicochimique et leur survivance probable pendant au moins une période glaciaire peut fournir d'importantes informations sur le potentiel érosif des calottes wisconsiniennes de la Gaspésie. Les données de terrain relatives à ces formes ont été jumelées à celles recueillies sur des orthophotographies et sur une image Landsat-TM afin d'élaborer une cartographie, dans MapInfo, des zones de felsenmeers et de tors de la région à l'étude.

5.3 Le modelé glaciaire

Les différentes structures du paysage ont subi, d'une façon plus ou moins intense, une érosion et une modification de leur forme, selon l'ampleur des glaciations. L'utilisation d'un MNE peut faire ressortir les principales figures d'érosion liées à cette action glaciaire. De plus, la forme du paysage peut non seulement être modifiée et remodelée par le passage de glaciers (formation de cirques, vallées en auge, roches moutonnées, etc.), mais elle peut aussi créer les conditions propices au développement et au maintien de calottes glaciaires. Il existe donc un lien étroit entre les glaciations et la topographie (Sugden, 1974; Furbish et Andrews, 1984; Glasser, 1995). L'analyse à l'aide d'un MNE peut permettre de mettre en évidence les interrelations entre ces deux éléments et, ainsi, favoriser une meilleure compréhension de la dynamique glaciaire.

5.3.1 Analyse de profils de différentes vallées

En période glaciaire, les vallées jouent un rôle clé en favorisant l'écoulement, la coalescence et la canalisation des glaces des sommets. Cette accumulation de glace dans les vallées permet une dynamique glaciaire différente de celle observée sur des sommets isolés (variation de l'épaisseur de la glace, fluctuation de la pression et de la température à sa base). L'érosion peut alors avoir tendance à être plus intense dans ces secteurs de moindre altitude (Sugden, 1974; Payne et Sugden, 1990). Les vallées sont un bon indicateur de l'action glaciaire puisqu'il y a modification de leur forme en fonction de l'érosion : sous l'influence de l'action glaciaire, elles évoluent graduellement d'un profil en V à une forme en U ou parabolique (Harbor, 1992; Harbor et Wheeler, 1992; Greenwood et Humphrey, 2002). Elles seront donc plus ou moins surcreusées, selon l'intensité de l'érosion glaciaire.

La vallée de la rivière Sainte-Anne constitue la principale vallée de la région à l'étude. Un peu plus à l'ouest, on trouve toutefois une autre grande vallée : celle de la rivière Cascapédia. D'autres vallées, de moindre envergure, découpent néanmoins la

zone de recherche. C'est le cas, entre autres, de la vallée du ruisseau Isabelle (entre le mont Albert et le mont Chauve), de celle du ruisseau du Dix-Septième Mille (à l'ouest du mont Albert) et de celle de la rivière Sainte-Anne Nord-Est (située à l'ouest des monts McGerrigle). Des profils ont été effectués le long de ces vallées (voir Figure 5.1 pour la localisation), afin de déterminer l'influence glaciaire subie par chacune.

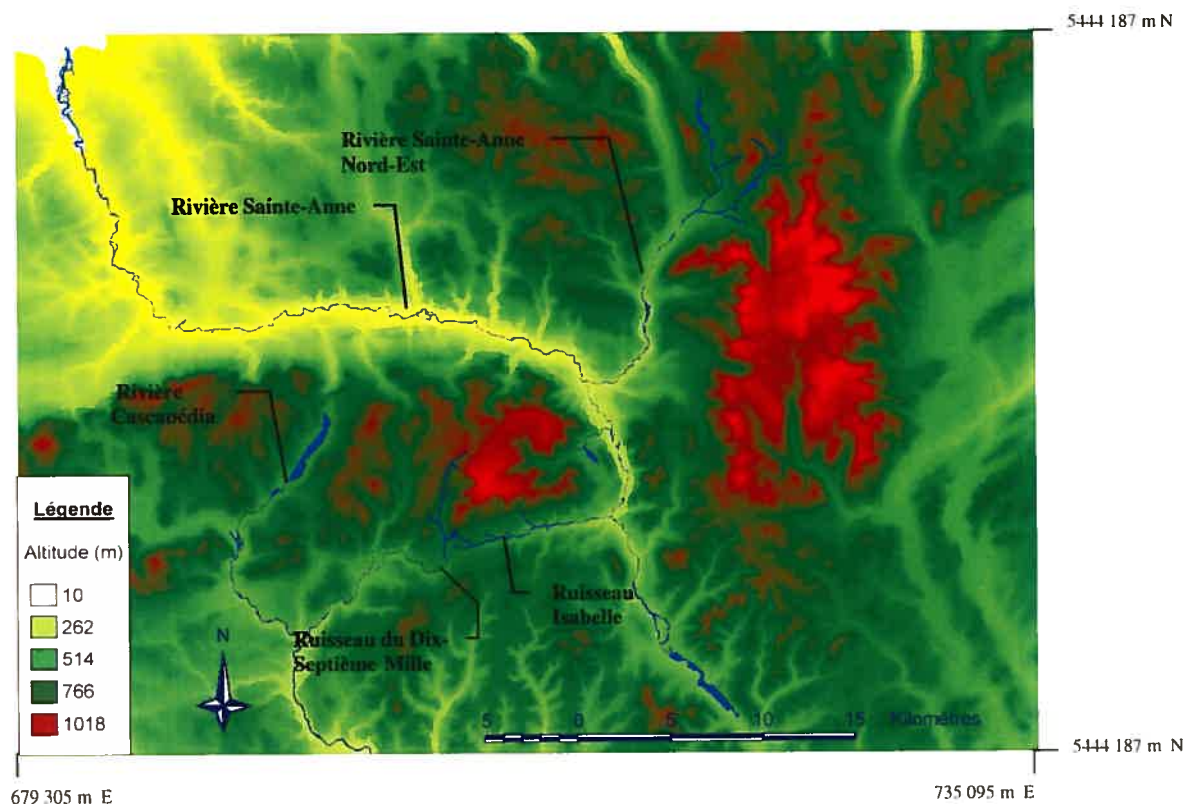


Figure 5.1 : Localisation des vallées retenues pour des analyses physiographiques avec un SIG

En vue de diminuer les biais lors de l'analyse, une méthode, inspirée de celle de Greenwood et Humphrey (2002), a été appliquée pour la fabrication des différents profils à partir du MNE. En premier lieu, la détermination des lieux d'analyse des profils s'est opérée par un échantillonnage aléatoire à l'intérieur de chacune des vallées à l'étude : une ligne a été tracée parallèlement à chaque vallée et des points ont été fixés à un intervalle de 3 000 m sur cette ligne. Ensuite, une « projection » de ces points a été effectuée vers le centre de la vallée. Différents transects ont alors été tracés de part et d'autre de ce point afin de trouver celui véritablement perpendiculaire à la vallée. Ce

transect devrait être celui avec la plus petite distance entre les points d'inflexion des deux côtés de la vallée (voir la Figure 5.2 pour l'explication de la méthode).

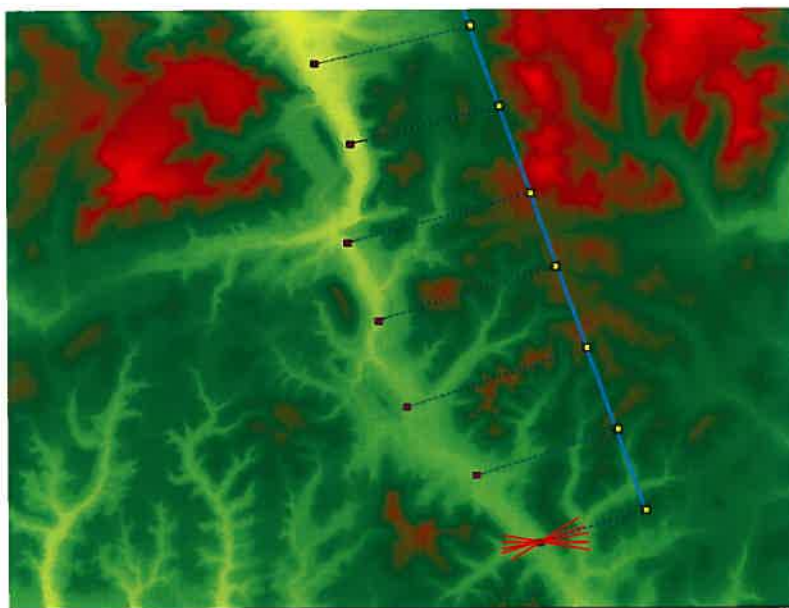


Figure 5.2 Représentation de la méthode utilisée pour déterminer l'emplacement des différents profils : le trait bleu correspond au trait effectué parallèlement à la vallée; les points jaunes sont les points tracés à intervalles réguliers; les points mauves sont les « points projetés » au centre de la vallée; les traits rouges sont des exemples de profils réalisés en vue de déterminer quel est le transect perpendiculaire à la vallée (le transect qui sera sélectionné pour l'analyse des profils) (Greenwood et Humprey, 2002).

a) Les vallées Sainte-Anne et Cascapédia

Du lac Sainte-Anne jusqu'à son embouchure dans l'estuaire du Saint-Laurent, la vallée de la rivière Sainte-Anne subit d'importantes modifications de son profil, ce qui permet de la diviser en trois sections principales (Figure 5.3) :

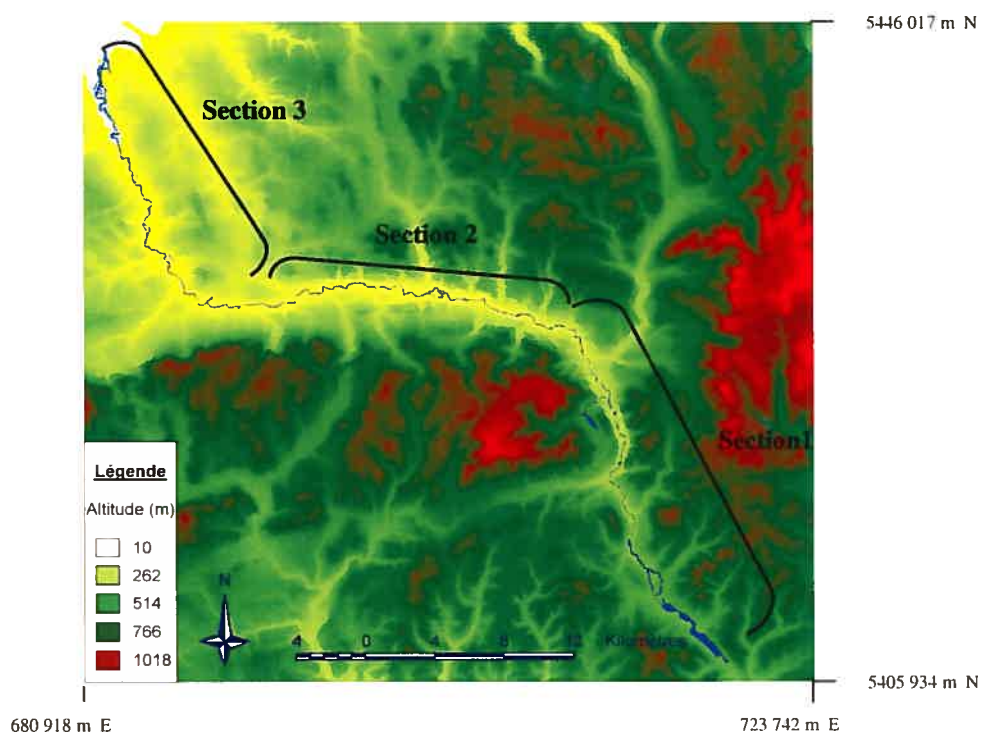


Figure 5.3 : Sections physiographiques de la vallée de la rivière Sainte-Anne

Section 1) De la tête de la vallée jusqu'aux environs du mont Albert, la vallée est caractérisée par une série de cols glaciaires. Le lac Sainte-Anne est localisé au cœur d'une trouée dont le profil est celui d'une auge très évasée à fond plat, caractéristique d'un col de tête de vallée (Figure 5.4, Profil A). Cette forme typique révèle que la tête de cette vallée a été défoncée par la glace.

La vallée conserve cette forme en auge sur une bonne partie de sa longueur, soit sur une distance d'environ 30 km, avec parfois certains épaulements. Tout le secteur de la vallée de la rivière Sainte-Anne traversant les Chic-Chocs a donc été érodé par les glaciations. Les profils effectués à la proximité des monts Hog's Back et Blanche Lamontagne ainsi qu'entre les monts Olivine et Ernest-Laforce (Figure 5.4, Profils D et F) présentent bien cette forme très évasée, typiquement glaciaire.

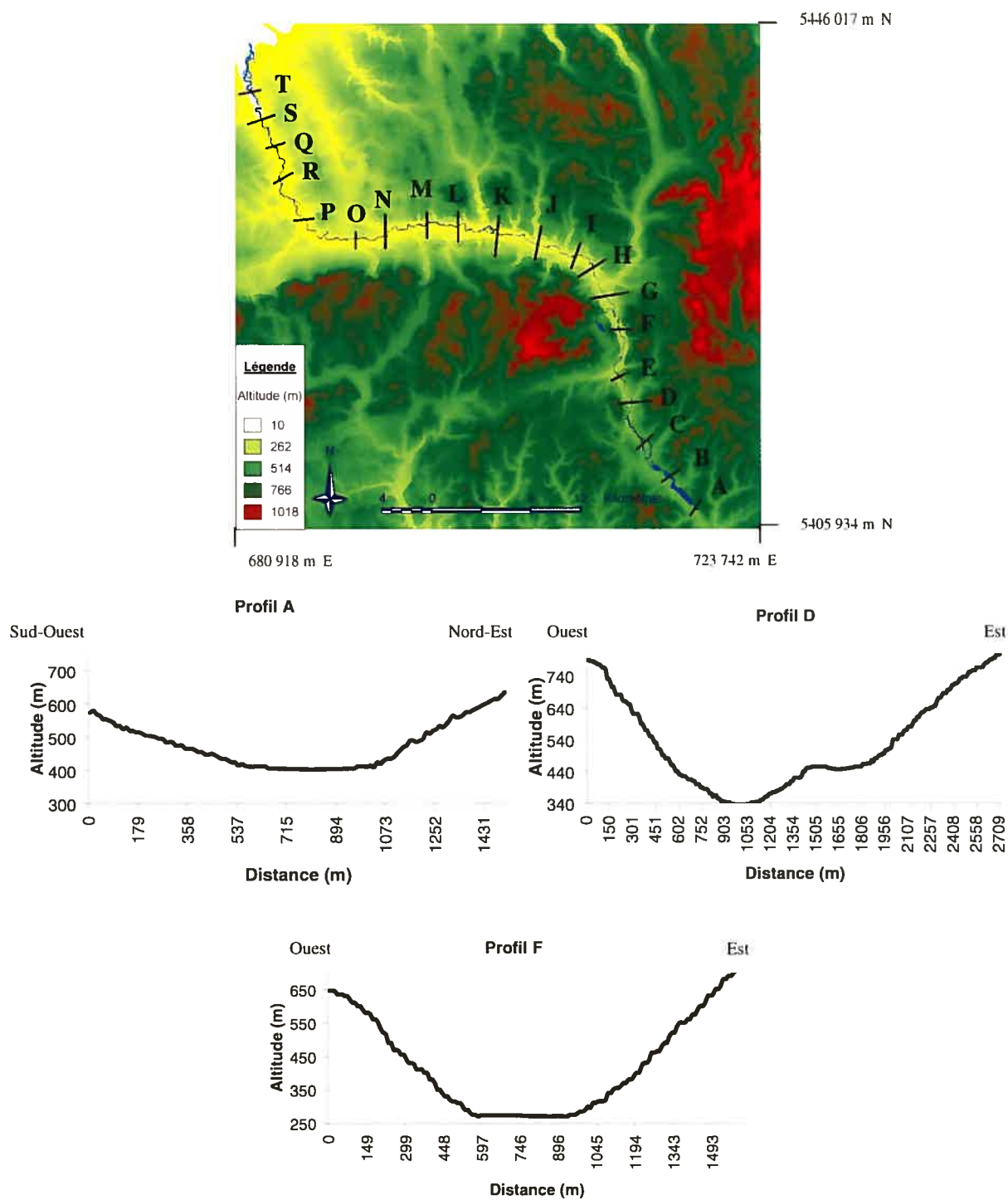


Figure 5.4 : Localisation des différents profils le long de la vallée de la rivière Sainte-Anne et exemples de profils de la section 1. Profil A : col de tête de vallée défoncée à la hauteur du lac Sainte-Anne; Profil D : épaulement visible entre les monts Hog's Back et Blanche-Lamontagne; Profil F : en auge typique de la section 1 de la rivière Sainte-Anne (entre le mont Olivine et Ernest-Laforce).

Section 2) Dans la deuxième section de la vallée, la forme se modifie progressivement et la vallée perd certaines de ses caractéristiques glaciaires (Figure 5.5, Profil M). Cette transformation devient évidente à l'ouest du ruisseau de Grand Volume (Figure 5.5, Profil O) : la vallée acquiert alors une forme en V prononcée et les versants se raccordent au talweg. Cette forme est typiquement associée aux vallées fluviales. À partir de ce point, la vallée n'est plus encastrée dans le massif des Chic-Chocs, mais se trouve à sa périphérie nord. Ce changement de la topographie amène un abaissement du plancher de la vallée qui atteint alors une altitude inférieure à 100 m au-dessus du niveau moyen des mers, et qui continue à diminuer jusqu'à son exutoire. Les modifications observées dans les profils de ce secteur peuvent, en partie, s'expliquer par le fait que la glace, à cet emplacement, ne se trouvait plus « encastrée » au cœur des monts Chic-Chocs. La moins grande profondeur de la vallée et l'abaissement général de la topographie permettaient à la glace de s'étaler plus librement sur un vaste territoire; elle n'était plus confinée aux vallées principales. Par conséquent, la dynamique glaciaire se trouvait modifiée : la glace était possiblement plus mince, moins canalisée dans la vallée et l'érosion y était alors moins intense, préservant ainsi la forme fluviale.

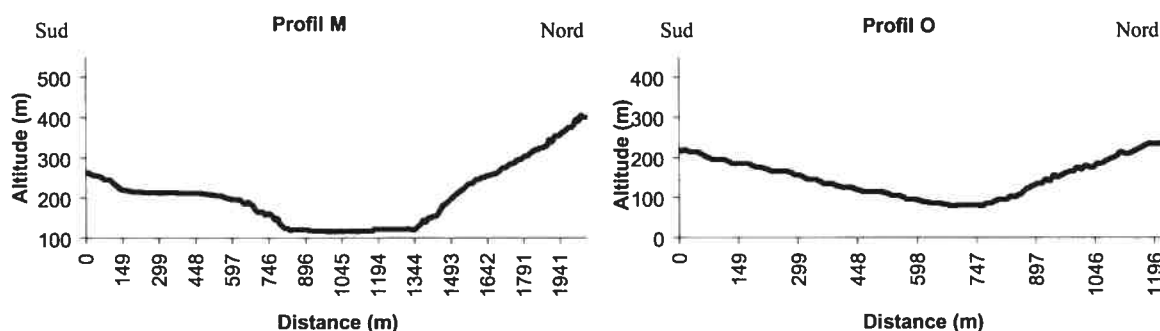


Figure 5.5 : Profils de forme fluviale de la section 2 de la vallée Sainte-Anne : les parois sont peu élevées et les côtés se raccordent progressivement au talweg

Section 3) Sur les 10 km précédant son embouchure, la vallée retrouve un profil plus évasé avec un fond plat (Figure 5.6, Profil R). Ce plancher correspond à des remblaiements fluvioglaciaires et marins (Hétu et Gray, 1985). La transgression marine, lors de la déglaciation, a permis une avancée de la mer de Goldthwait d'environ 6 km à l'intérieur des terres (Hétu et Gray, 2000) et une accumulation de ces dépôts marins. La déglaciation a aussi favorisé la mise en place d'épais dépôts de marge glaciaire, dont des

deltas de contact glaciaire (Hétu et Gray, 2000). La forme particulière des profils de cette section de la vallée serait attribuable à cette accumulation de sédiments.

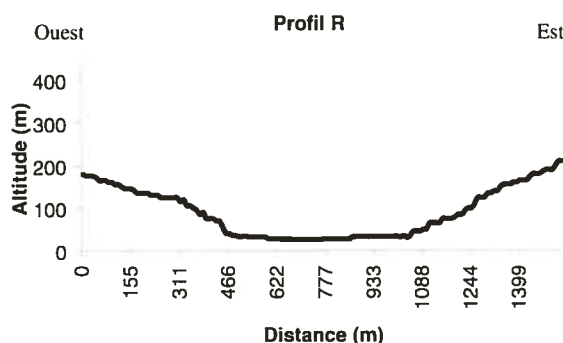


Figure 5.6 : Profil à fond plat à l'embouchure de la rivière Sainte-Anne, causé par des remblaiements fluvioglaciaires et marins

Une analyse sommaire de certains profils de la vallée Cascapédia (Figure 5.7), située à l'ouest de la rivière Sainte-Anne, révèle que les profils de la tête de cette vallée ont certaines similitudes avec ceux de la tête de la vallée de la rivière Sainte-Anne. Le lac Cascapédia est, lui aussi, encastré au cœur d'un col de tête de vallée à forme en auge bien définie (Figure 5.8, Profil B). La forme de la vallée se modifie considérablement à la sortie des monts Chic-Chocs. La rivière Cascapédia s'écoule alors dans une vallée beaucoup moins surcreusée, à plus faible dénivellation et à forme en V typique d'une vallée fluviale (Figure 5.8, Profil D).

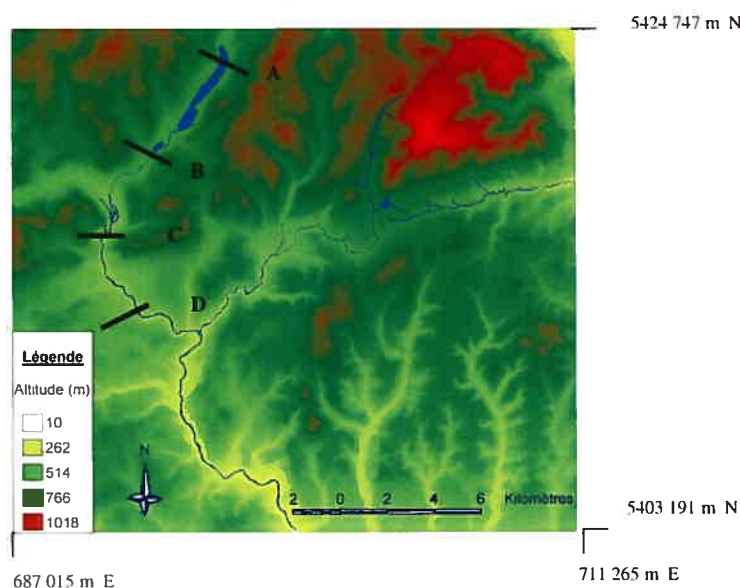


Figure 5.7 : Localisation des profils le long de la vallée de la rivière Cascapédia

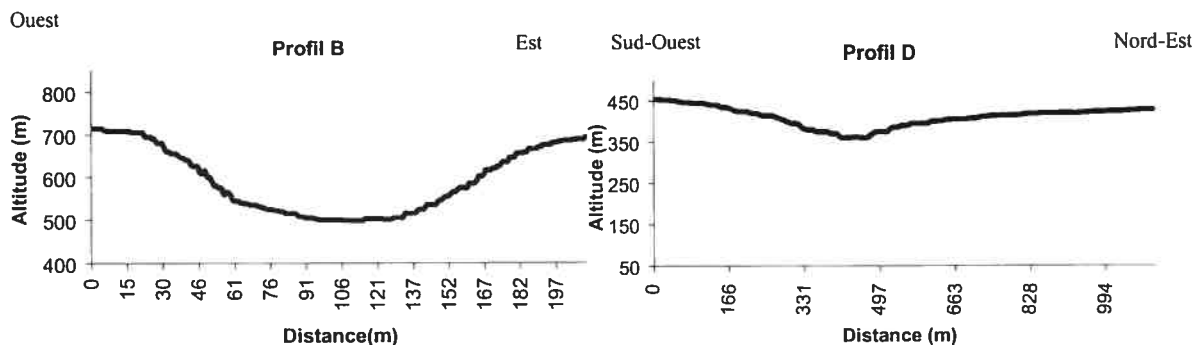


Figure 5.8 : Exemples de profils de la vallée de la rivière Cascapédia

L'évolution des profils le long de la vallée Sainte-Anne ainsi que dans la partie nord de la vallée Cascapédia, correspond étroitement à ce qui a été observé par Hétu et Gray (1985), et Hétu (1986) pour les vallées des rivières à Pierre et Marsoui et par Csiki (2002) pour la vallée de Mont-Louis. Ce modèle de vallée, passant successivement d'une forme en auge, à un profil en V, puis à une forme plus évasée en raison de l'action fluvioglaciaire, semble d'ailleurs être représentatif de ce qui se trouve dans l'ensemble des vallées principales de la Gaspésie (Hétu, 1986). À la lueur de ces observations, il apparaît que les différentes vallées principales de la Gaspésie septentrionale ont un modelé révélant une influence glaciaire dans leur partie supérieure. Plus on s'éloigne de la tête des vallées, moins l'action glaciaire semble avoir été intense, ce qui est possiblement dû à une modification de la topographie et à la sortie des rivières du massif des Chic-Chocs.

b) Les vallées secondaires

Les vallées secondaires de la région à l'étude semblent avoir été modelées de façon relativement différente par l'action glaciaire. Par exemple, les vallées du ruisseau du Dix-Septième Mille (Figure 5.9) et du ruisseau Isabelle (Figure 5.10), à la périphérie du mont Albert, ont conservé une forme en V sur la majorité de leur surface.

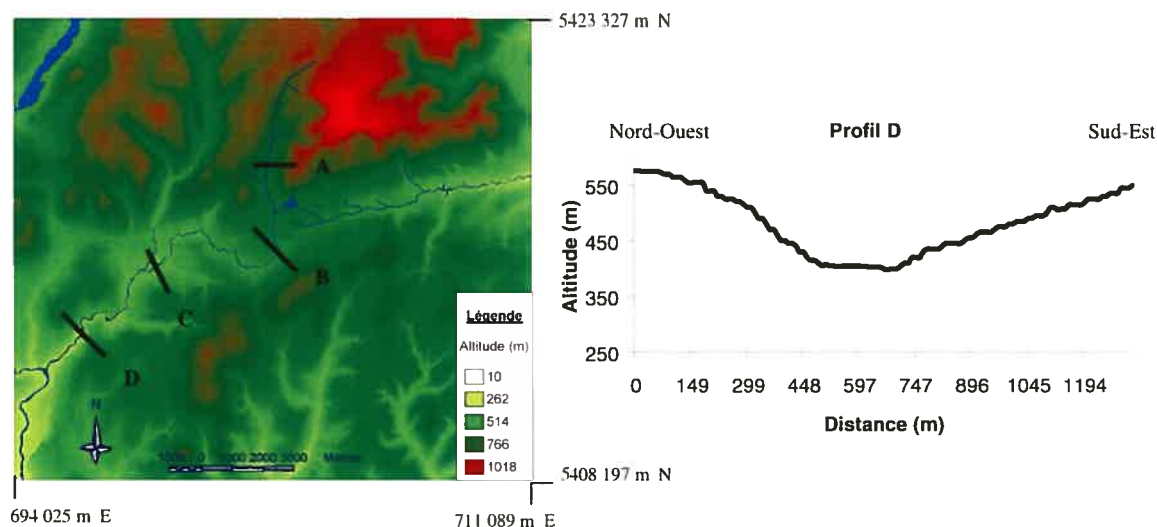


Figure 5.9 : Localisation des profils le long de la vallée de la rivière du Dix-Septième Mille et exemple de profil

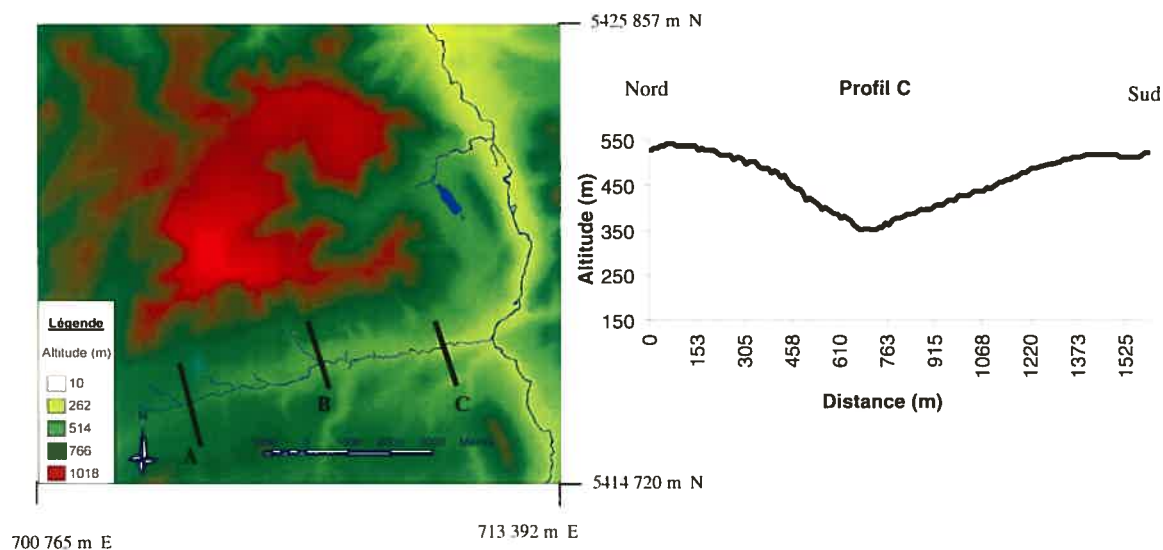


Figure 5.10 : Localisation des profils le long de la vallée du ruisseau Isabelle et exemple de profil

Toutefois, à la jonction de ces deux vallées, dans le secteur du lac Isabelle, il y a une modification de la forme des profils. Les deux vallées deviennent alors plus évasées avec une forme s'apparentant d'avantage à un U (Figure 5.11). La proximité du mont Albert peut expliquer ce phénomène. Effectivement, les différents cirques sur les flancs de cette montagne témoignent d'une action glaciaire dans ce secteur. Les environs du lac

Isabelle ont possiblement servi de lieu d'écoulement et de canalisation à cette glace alpine, ce qui aurait alors surcreusé la vallée.

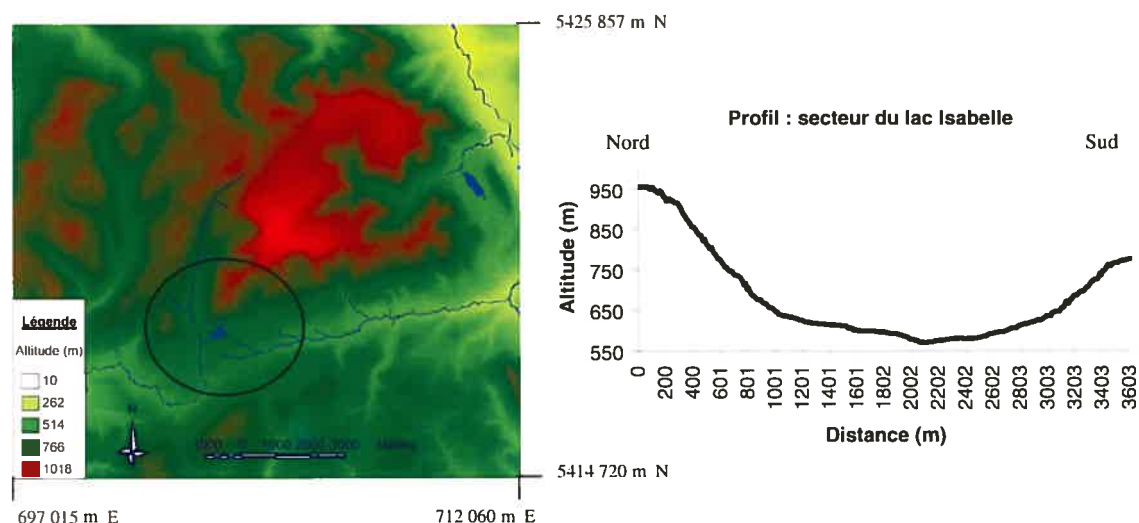


Figure 5.11 : Localisation de la tête de la vallée du ruisseau Isabelle et exemple de profil

Le même phénomène semble d'ailleurs se présenter dans une autre vallée secondaire, la vallée Sainte-Anne Nord-Est (voir Figure 5.1 pour la localisation). Située à l'ouest des monts McGerrigle, à l'aval de plusieurs cirques glaciaires, elle a certainement servi d'exutoire à la glace alpine. Son profil évolue du nord au sud : dans sa partie nord, elle s'apparente d'avantage à une auge typiquement glaciaire (Figure 5.12) puis, dans sa partie sud, à la jonction de la vallée Sainte-Anne, la vallée de la rivière Sainte-Anne Nord-Est est faiblement surcreusée avec un profil en V. Cette absence d'influence glaciaire dans la partie sud de cette vallée peut s'expliquer par le fait que la glace, en provenance des cirques des monts McGerrigle aurait d'abord emprunté la tête de vallée de la rivière Sainte-Anne Nord-Est mais se serait ensuite écoulée vers le nord, par la vallée de la rivière Marsoui. La tête défoncée de cette dernière rivière soutient d'ailleurs cette hypothèse

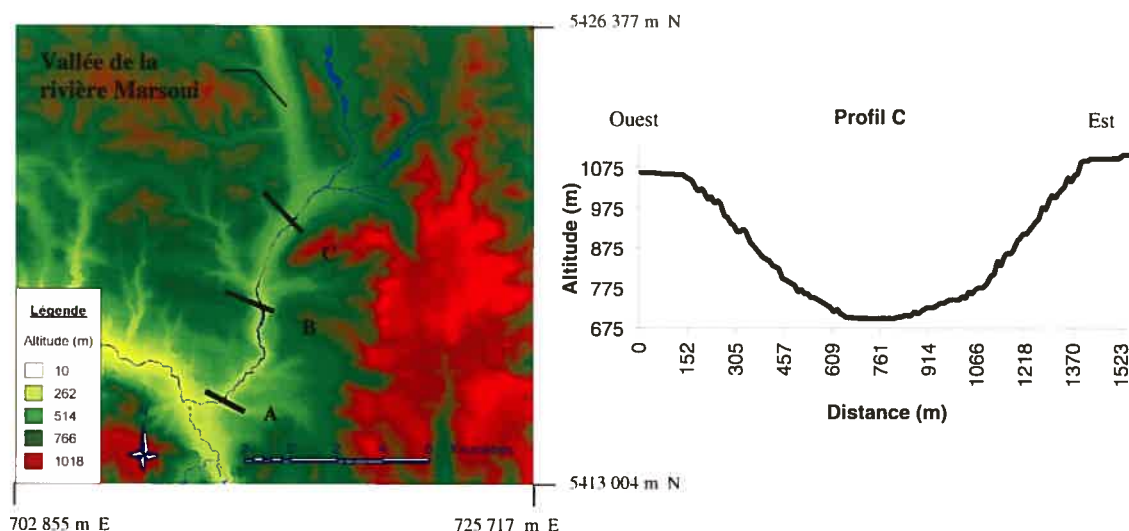


Figure 5.12 : Localisation des profils le long de la vallée de la rivière Sainte-Anne Nord-Est et exemple de profil.

Les formes en U observées à la tête du ruisseau Isabelle et dans la vallée de la rivière Sainte-Anne Nord-Est constituent toutefois des exceptions. En effet, les vallées secondaires ont majoritairement une forme en V, comme la vallée du ruisseau du Dix-Septième Mille. Des profils effectués dans les petites vallées localisées entre la rivière Cascapédia et la rivière Sainte-Anne ont aussi cet aspect en V (Figure 5.13). L'apparence peu érodée de ces vallées secondaires contraste avec celle des vallées principales et révèle que l'érosion glaciaire n'a pas été uniforme sur l'ensemble du territoire, permettant la préservation de vallées typiquement fluviales.

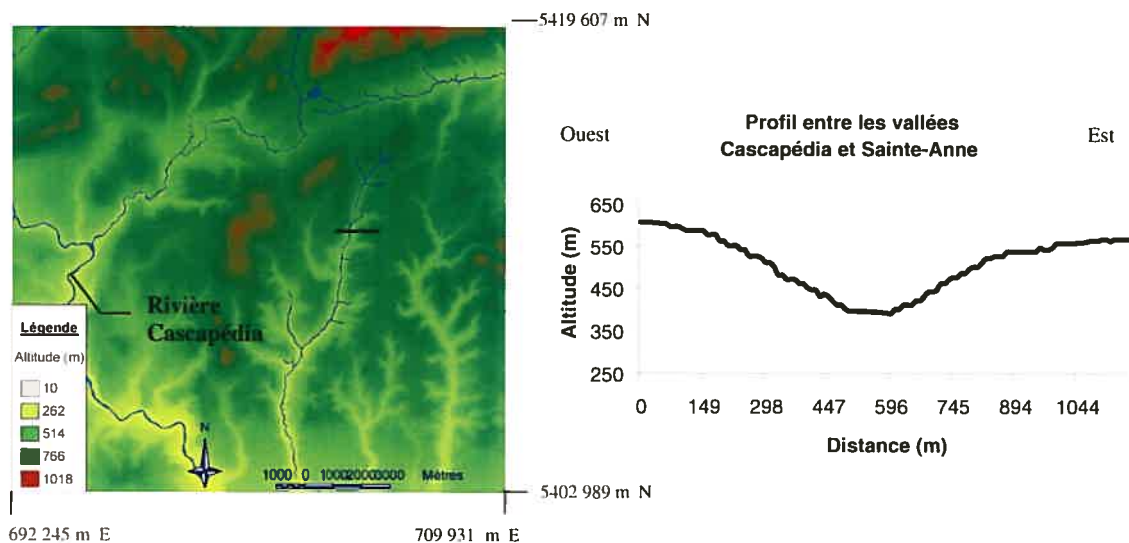


Figure 5.13 : Localisation et exemple d'un profil effectué dans une vallée secondaire entre la vallée de la Cascapédia et la vallée de la rivière Sainte-Anne

Ainsi donc, il semble exister un lien entre la façon dont les vallées ont été creusées et leur capacité à canaliser la glace. Leur forme résulte principalement de l'érosion glaciaire différentielle contrôlée par la dynamique de l'écoulement et l'épaisseur de la glace (Harbor, 1992). Les disparités observables dans le paysage révèlent une dynamique glaciaire non uniforme sur l'ensemble du territoire. L'élargissement et le surcreusement de la tête des vallées principales et la présence de cols glaciaires sont le reflet d'une érosion efficace, probablement causée par une glace de dimension importante, épaisse et suffisamment mobile pour transformer le paysage. Les vallées principales étaient les exutoires par où les glaces des divers sommets coalesçaient et par où elles étaient évacuées. Cette coalescence des glaces dans les vallées étant accompagnée par une augmentation de leur épaisseur, on envisage un accroissement de la pression et de la température à leur base. Ceci aurait provoqué une amplification de la plasticité de la glace, favorisant le glissement basal et entraînant ainsi une forte érosion des vallées, comme il a été envisagé par Sugden (1974).

La forme en V plus souvent retrouvée dans les vallées secondaires peut, quant à elle, s'expliquer par le fait que ces vallées, de plus faible envergure, ont un moins grand pouvoir pour canaliser d'importantes masses de glace. Elles ont donc plus de chances d'être recouvertes par une glace, mince, «protectrice», à base froide, ne permettant pas une bonne érosion. Ainsi, la forme des différentes vallées de la Gaspésie septentrionale témoigne d'une variation locale de la capacité érosive de la glace. Cette variation est probablement liée à un changement des caractéristiques thermiques à la base de la glace, changement lui-même influencé par l'altitude, la topographie locale ou l'épaisseur de cette glace. Ces observations concordent avec celles de Hétu et Gray (1985) et attestent que l'érosion glaciaire en Gaspésie varie sur de courtes distances et a largement été influencée par la topographie initiale de la région.

5.3.2 Analyse des profils des cirques

a) Distribution spatiale et description des cirques

En plus de caractériser les vallées de la région, le MNE a servi pour l'analyse d'une autre macroforme d'érosion glaciaire : les cirques. Le logiciel Sigis permet non seulement une analyse des profils, mais aussi une visualisation 3D non statique qui, couplées aux orthophotographies et aux observations de terrain, ont permis la localisation (Figure 5.14) et la caractérisation des cirques (Tableau 5.1). Les principaux critères retenus pour la détermination des cirques ont été : une tête en couronne, une rupture de pente marquée entre la tête et le plancher peu incliné, une coupe transversale en U (Evans et Cox, 1974).

La distribution spatiale des cirques glaciaires du secteur à l'étude fait ressortir une importante disparité régionale : les cirques ne se trouvent qu'en périphérie des hauts plateaux des monts Albert et McGerrigle. L'actuelle cartographie (Figure 5.14) fait état de 22 cirques de hauts plateaux, mais aucun cirque n'est présent sur les montagnes au sud du mont Albert. Ces cirques ont pris naissance soit le long des escarpements des plateaux, soit à la tête de petites vallées aux abords de ces mêmes plateaux (Hétu et Gray 1985).

Les caractéristiques morphométriques exposées dans le Tableau 5.1 ont été obtenues par l'analyse de transects longitudinaux perpendiculaires à la partie centrale de la tête des cirques. Ces données révèlent que l'altitude du plancher des cirques varie entre 710 et 900 m. Selon Leonard (1984) et Flint (1971), cette altitude est un indicateur de celle des paléolimites des neiges persistantes (souvent nommées ELA ou «equilibrium line altitudes»). En moyenne, le plancher des cirques du mont Albert (850 m) est plus élevé que celui des cirques des monts McGerrigle (798 m) indiquant, par le fait même, une plus basse altitude de l'ELA sur les monts McGerrigle. De plus, la longueur des cirques et la hauteur du mur, qui dépasse parfois les 300 m, sont plus importantes sur ce dernier plateau. Ces derniers faits peuvent être dus à une différence dans la résistance de

la roche à l'érosion et à l'altération. Il est toutefois plus probable que cette grande amplitude indique que les glaciers de cirques des monts McGerrigle sont restés plus longtemps en place ou ont été plus actifs que ceux du mont Albert, leur permettant alors d'avoir une plus grande puissance érosive et de surcreuser davantage les parois. Il faut aussi spécifier que l'amplitude des cirques, sur les deux plateaux, est considérable et suggère qu'ils se sont développés sur une longue période, à travers plusieurs périodes glaciaires.

Mont Albert			
# cirque	Altitude du plancher (m)	Hauteur du mur (m)	Longueur du cirque (m)
1	870	140	550
2	830	147	685
3	880	160	670
4	820	195	870
5	835	105	545
6	895	225	560
7	845	270	900
8	840	290	750

Monts McGerrigle			
# cirque	Altitude du plancher (m)	Hauteur du mur (m)	Longueur du cirque (m)
9	795	195	1050
10	708	307	750
11	790	303	1430
12	770	313	750
13	787	330	660
14	830	255	850
15	830	225	850
16	745	250	1930
17	835	190	1210
18	875	238	1610
19	870	305	1240
20	716	269	1370
21	835	247	1240
22	795	250	1140

Tableau 5.1 : Description des différents cirques

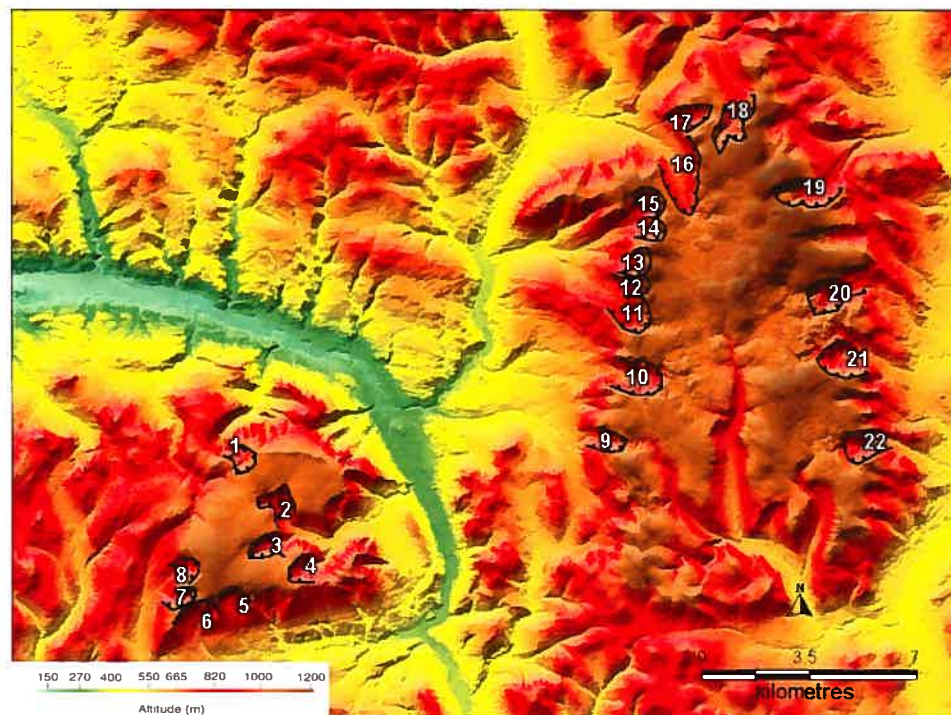


Figure 5.14 : Localisation des différents cirques

Parmi les différents cirques dénombrés, 3 ont un plancher surcreusé (tous localisés sur les monts McGerrigle), indiquant une érosion sous-glaciaire importante. Sept cirques présentent une tête défoncée (5 aux monts McGerrigle et 2 au mont Albert), résultat habituel d'une érosion due à l'écoulement des glaces en provenance des plateaux (Flint, 1971) (Figure 5.15).

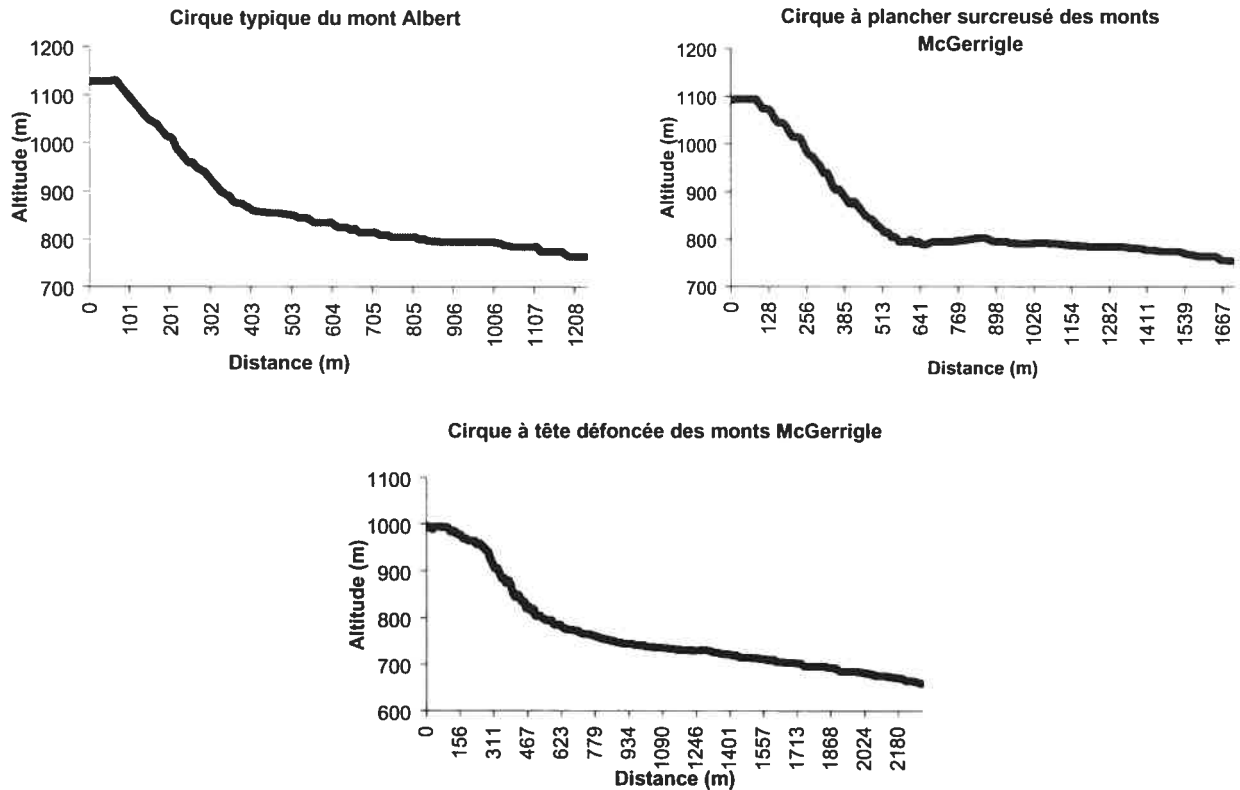


Figure 5.15 : Exemples de profils de cirques

b) Les cirques : révélateurs du type de glaciation

Les cirques sont des formes d'érosion normalement associées aux glaciations de type alpin et sont produits par de petits glaciers locaux (Hétu et Gray, 1985) souvent localisés à la tête des vallées. Leurs caractéristiques morphométriques et spatiales fournissent des informations sur l'histoire glaciaire et périglaciaire de la région.

La présence de cirques sur les plateaux des monts McGerrigle et Albert et leur absence sur les sommets environnants peuvent probablement être reliées aux conditions climatiques particulières prévalant sur ces hauts plateaux. Effectivement, l'altitude élevée de ces derniers (culminant à 1270 m sur les monts McGerrigle et 1154 m au mont Albert) et leur vaste superficie ont possiblement contribué au développement de conditions périglaciaires avant et après la glaciation, favorisant ainsi le maintien des glaciers de cirque durant de longs intervalles. La présence d'un tel climat périglaciaire intense sur les monts McGerrigle est d'ailleurs confirmé par les travaux de Payette et Boudreau (1984). Un tel climat périglaciaire ait aussi pu être présent sur les autres sommets de la région, toutefois, en raison de leur plus faible superficie et de leur plus basse altitude, ils n'ont pas pu développer toutes les conditions optimales pour la formation et le maintien de glaciers de cirque.

Le climat, lié en partie à la topographie régionale, joue un rôle clé dans l'amorce du processus de glaciation (Kerr, 1993). Pour qu'il y ait développement d'un glacier alpin ou d'un glacier de cirque, les sommets doivent dépasser la ligne de névé (ou d'équilibre) (Manley, 1955) et, ainsi, permettre l'accumulation. C'est pourquoi la retouche glaciaire des versants n'est observable que sur les flancs des plateaux les plus élevés de la région à l'étude. Quant aux sommets moins hauts, ils ont besoin d'un plus fort abaissement de la température pour faire diminuer l'altitude de la ligne de névé et pour ainsi favoriser le développement de ce type de glacier. Ainsi, l'absence de glacier de cirque sur les plus bas sommets est possiblement liée au fait que, les périodes froides au début et à la fin de chaque pléniglaciaire, n'étaient pas assez intenses et la ligne de névé, pas suffisamment basse, pour qu'il y ait accumulation de congères dans les ravins sur les flancs de ces montagnes. De plus, ces sommets de plus basse altitude ont une superficie relativement faible; ce qui ne favorise par l'accumulation de fortes quantités de neige (Manley, 1955; Rea et *al.*, 1998). Effectivement, les sommets étroits se retrouvant près de la ligne de névé subissent trop d'ablation par le vent et la fonte pour qu'il y ait une accumulation suffisante tandis que si ces sommets avaient été plus larges ils auraient probablement pu fournir les conditions propices à une certaine accumulation (par la présence de zones plus protégées de l'ablation).

Aux monts McGerrigle et Albert, le défoncement de la tête de certains cirques fournit aussi d'autres indications sur la dynamique glaciaire ayant eu cours sur ces sommets. Le défoncement est lié à l'action de glaciers locaux ou de calottes présentes sur les sommets et évacuant la glace par les cirques (Flint, 1971). Il n'est pas impossible que de telles calottes locales aient été présentes sur plusieurs sommets de la région. Toutefois, les caractéristiques particulières des plateaux des monts Albert et McGerrigle (avec une superficie respective 13 km^2 et de 130 km^2) laissent supposer que la dynamique des glaces à leur sommet était différente de celle ayant lieu sur les autres montagnes et que leur zone sommitale étaient plus favorables au développement de calottes locales alpines. Effectivement, à partir d'analyses et de modélisations, Rea *et al.* (1998) stipulent que, selon l'altitude, la forme et la superficie des sommets ont une influence non seulement sur la présence ou l'absence de glace, mais aussi sur l'épaisseur de cette glace et sur le régime thermique à sa base. Ainsi un plateau volumineux pourra supporter une grande quantité de glace, alors qu'un sommet étroit ne le pourrait pas. Avec leur faible accumulation de neige, les petits plateaux doivent être situés très haut au dessus de la ligne de névé pour supporter un glacier, et la température de la glace y sera nécessairement froide. De leur côté, les glaces à base plus chaude, se trouveront particulièrement sur les grands plateaux capables d'accueillir une glace plus épaisse, dont la pression permettra une liquéfaction à la base.

Les grandes dimensions des plateaux des monts McGerrigle et du mont Albert étaient plus propices à la formation de glace sur leur sommet s'écoulant ensuite par les cirques. Quant aux autres sommets étudiés, ils sont tous plus petits que les plateaux précédemment mentionnés : pour chacun d'eux, l'altitude est inférieure à 1000 m et la superficie ne dépasse pas les 4 km^2 . Il est fort possible que leur faible envergure n'ait permis qu'un recouvrement par une calotte mince, probablement à base sèche, ne favorisant pas l'écoulement mais, jouant plutôt un rôle protecteur.

L'amplitude du plateau des monts McGerrigle plus grande que celle du plateau mont Albert a pu aussi influencer la dynamique glaciaire. Les cirques glaciaires des

monts McGerrigle ont servi d'exutoire à de plus grandes quantités de glace que ceux du mont Albert, contribuant alors à une augmentation de la pression et de l'érosion. Ainsi, les têtes de cirques très défoncées, les planchers surcreusés et la forte amplitude de certains cirques des monts McGerrigle peuvent être liés à ce phénomène. Cette hypothèse de calotte locale à dispersion radiale s'évacuant par les cirques formés précédemment sous un climat périglaciaire, a d'ailleurs déjà été soulevée, pour le plateau des monts McGerrigle, notamment par Charbonneau et David (1993).

5.3.3 Le ravinement, un indice de l'érosion glaciaire?

L'érosion glaciaire influe sur l'ensemble du réseau hydrographique en transformant le réseau de drainage d'une région. Ainsi, une forte action glaciaire répétée pendant de multiples stages glaciaires aura tendance à abraser les surfaces et à effacer les faibles variations topographiques, provoquant la disparition des chenaux secondaires et des ravins dont le lit n'était que peu découpé dans la roche en place. Selon cette prémisse, le ravinement présent dans une région serait indicateur de l'action glaciaire : un paysage ayant subi peu ou pas d'action glaciaire aurait tendance à être disséqué par un ensemble de ravins qui permettent l'écoulement des eaux. Inversement, un paysage remanié par une action glaciaire intense devrait comporter des vallées principales profondes en U, mais une plus faible proportion de ravins et de canaux secondaires.

À titre expérimental, un examen du ravinement de la région à l'étude a été entrepris. L'expérimentation consiste à déterminer si l'étude du ravinement peut permettre une distinction entre les zones fortement touchées par l'action glaciaire et les zones faiblement remodelées par cette érosion. Une telle analyse a été effectuée par le biais du MNE dans le logiciel SIGIS, et par celui d'une carte du réseau hydrographique au 1 : 20 000. Les cours d'eau de faible envergure (représentés sur la carte du réseau hydrographique comme étant des polylignes) ont été choisis pour témoigner du ravinement de la région. Une démarche particulière a été utilisée afin d'évaluer la densité des ravins du secteur à l'étude. Ainsi, à l'aide du logiciel informatique, le territoire a d'abord été découpé en parcelles de 1 km². Les pixels du MNE ayant chacun une surface

de 10 m X 10 m, on trouve 10 000 pixels par parcelle de 1 km². Puis le nombre de pixels représentant des cours d'eau secondaires (polylignes) a été calculé pour chacune de ces parcelles. Les résultats ainsi obtenus ont ensuite été divisés en 5 catégories de densité de ravinement (ravinement très faible, faible, moyen, élevé ou très élevé), afin de permettre une représentation cartographique de cette densité par parcelle de territoire de 1 km² (voir Figure 5.16 a). Le même exercice a aussi été fait sur des parcelles d'une superficie de 500 m X 500 m. Pour les deux échelles d'analyse, les résultats sont similaires.

Un tel exercice révèle que les concentrations de ravins sont largement supérieures dans la partie méridionale du secteur à l'étude. (Voir, page suivante, Figure 5.16 a ; qui est une représentation de la concentration de ravinement à une échelle de 1000 m²). A titre comparatif, une carte géologique du même territoire est aussi exposée. Le secteur au sud du mont Albert, de part et d'autre de la rivière et du lac Sainte-Anne, est ainsi caractérisé par une densité de ravins plus importante que celle observée dans le reste de la zone à l'étude (ce qui est représenté par les teintes claires sur la Figure 5.16 a). Différents éléments peuvent expliquer la variation dans la concentration de cours d'eau entre la zone sud et le secteur plus au nord. Ces différents facteurs doivent être pris en compte dans l'interprétation des résultats obtenus. Ainsi, le ravinement intense dans la zone au sud du secteur à l'étude peut être dû :

1. À des particularités géologiques ou topographiques locales favorisant la formation de ravins;
2. À une action glaciaire peu efficace ayant permis la préservation des formes de relief préglaciaire.

Les particularités géologiques locales paraissent effectivement influencer, du moins en partie, le ravinement. La région à l'étude est divisée par divers ensembles géologiques qui sont, selon leur origine et leur dureté, plus ou moins favorables à la formation de ravins. Ainsi, comme il a été décrit au chapitre 2, et comme il a été présenté sur la carte géologique de la Figure 5.16 b, différentes unités structurales sont observables du sud au nord de la région à l'étude. La zone fortement ravinée, dont il est

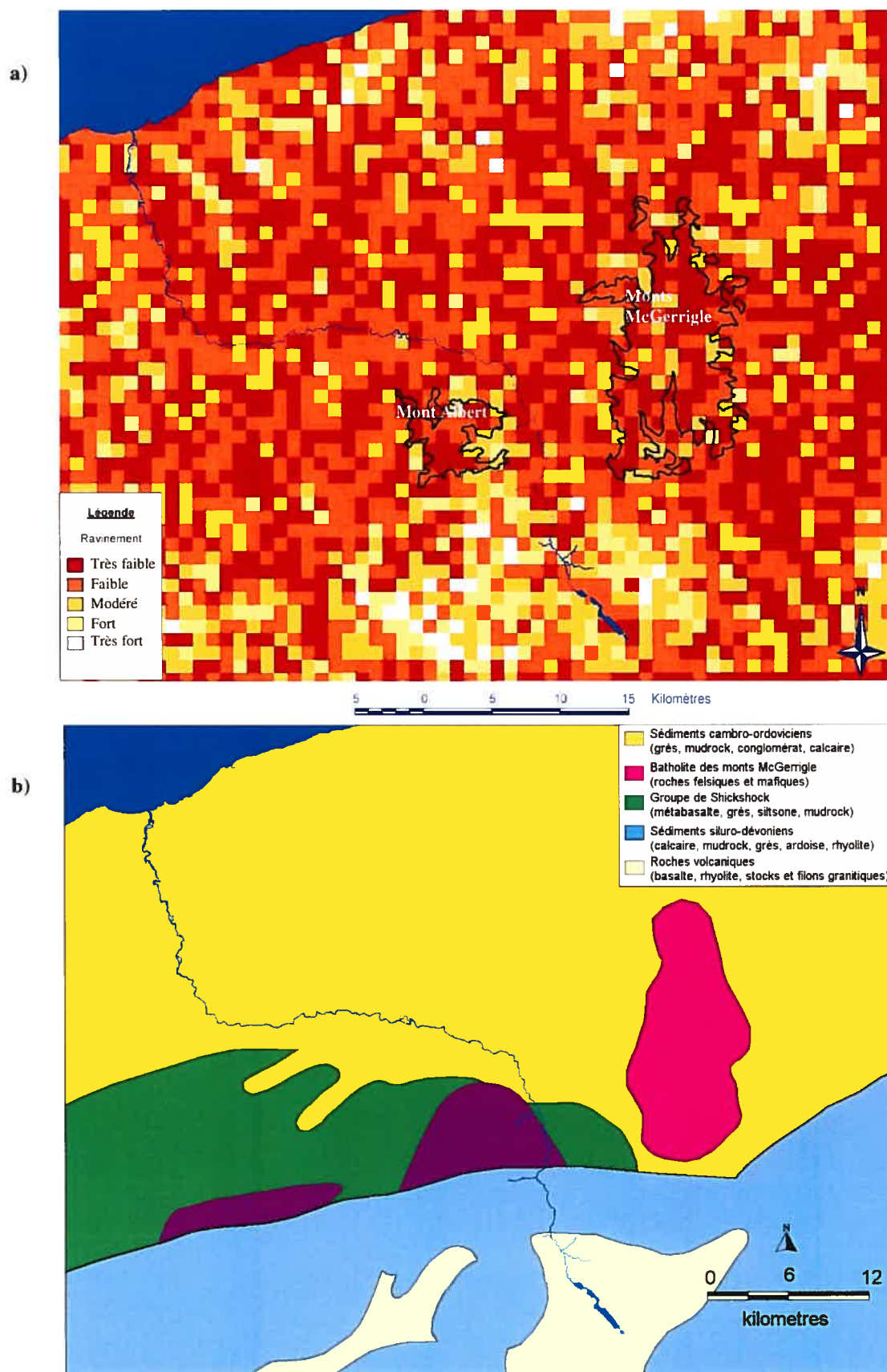


Figure 5.16 : a) Carte de l'indice de ravinement pour la Gaspésie septentrionale (chaque carré a une superficie de 1km² et comprend 10 000 pixels) b) Carte géologique de la même région

question ici, est située au sud de la faille de Shickshock sur un socle rocheux principalement composé de sédiments siluro-dévonien, de roches volcaniques ainsi que de stocks et filons granitiques épars. Il semble d'ailleurs exister une certaine correspondance entre le fort ravinement (les teintes claires, sur la Figure 5.16 a) et la présence de roches volcaniques. Il est possible que ces roches volcaniques ainsi que les stocks granitiques, moins friables que les roches sédimentaires, aient mieux résisté à l'érosion glaciaire et aient pu permettre la préservation de certains ravins préglaciaires. Ainsi, la dureté des roches et l'espacement des diaclases peuvent peut-être influencer sur la concentration de ravins.

Il est toutefois peu probable que les changements de lithologie expliquent, à eux seuls, l'ensemble des variations du ravinement : la zone fortement ravinée au sud des Chic-Chocs s'étend au delà de celle occupée par les roches volcaniques et les stocks granitiques. Les sédiments siluro-dévonien les jouxtant ont, eux aussi, à certains endroits, un fort ravinement. Ces sédiments, composés de calcaires, de mudstone et de grès, ont une dureté et une résistance comparables à celles des roches sédimentaires cambro-ordoviciennes situées en marge du fleuve Saint-Laurent. Pourtant, le ravinement paraît plus important dans la zone au sud de la faille de Shickshock qu'aux abords du fleuve. De plus, la seule présence de stocks granitiques n'est pas suffisante pour expliquer le ravinement. En effet, le massif des monts McGerrigle, plus au nord, quoique composé de granite, ne montre pas ce même degré de ravinement. Il est aussi peu probable que les contrastes observés soient simplement attribuables au changement de topographie : le relief de la zone au sud de la faille de Shickshock varie entre 400 et 900m, altitude similaire à celle observable dans la partie nord de la Gaspésie.

Étant donné ces circonstances, on ne peut exclure l'hypothèse selon laquelle une partie du ravinement serait attribuable à une érosion glaciaire qui diffère d'un secteur à l'autre. Comme il a été vu précédemment dans ce chapitre, la région au sud du mont Albert démontre très peu de traces d'une action glaciaire intense et est dépourvue de cirques et de vallées surcreusées en forme de U. Le ravinement observé dans ce secteur résulterait, lui aussi, d'une faible action glaciaire.

Il est effectivement envisageable que la section sud du terrain à l'étude ait subi une action glaciaire moins intensive que la partie côtière ou que les hauts plateaux des Chic-Chocs. Différents indicateurs (erratiques, composition des sols, etc.) recueillis notamment par Lebus et David (1977), David et Bédard (1986), Charbonneau et David (1993), Veillette et Cloutier (1993) révèlent d'ailleurs que la glace s'est dispersée principalement vers le nord à partir des hauts plateaux. Le réseau de ravinement du nord de la Gaspésie a donc pu être considérablement érodé par cette glace alpine. De plus, la présence de nombreux erratiques grenvilliens sur la côte gaspésienne permet de supposer que s'il y a eu passage de l'inlandsis laurentidien en terres gaspésiennes, son influence aurait été plus marquée sur le plateau côtier qu'à l'intérieur des terres. Ainsi, le secteur au sud du terrain à l'étude aurait été plus faiblement touché par l'érosion glaciaire.

Ces divers éléments portent à croire que les ravins observés dans le secteur au sud du mont Albert sont le reliquat d'altérations fluviales antérieures au dernier maximum glaciaire. La forme fluviale aura été préservée en partie à cause de la lithologie particulière, et en partie en raison de la faible action glaciaire liée soit à une absence de recouvrement, soit à une glace à base froide peu épaisse et peu érosive.

5.3.4 Synthèse du modelé glaciaire

La prochaine carte (Figure 5.17) est une synthèse des principales formes glaciaires à grande échelle décrites précédemment. Ces macroformes glaciaires sont associées autant à des petits glaciers de type alpin (cirques) qu'à des calottes régionales (cols, vallées glaciaires), ce qui laisse présumer de l'origine mixte, variable dans le temps, de la glace ayant façonnée le territoire à l'étude.

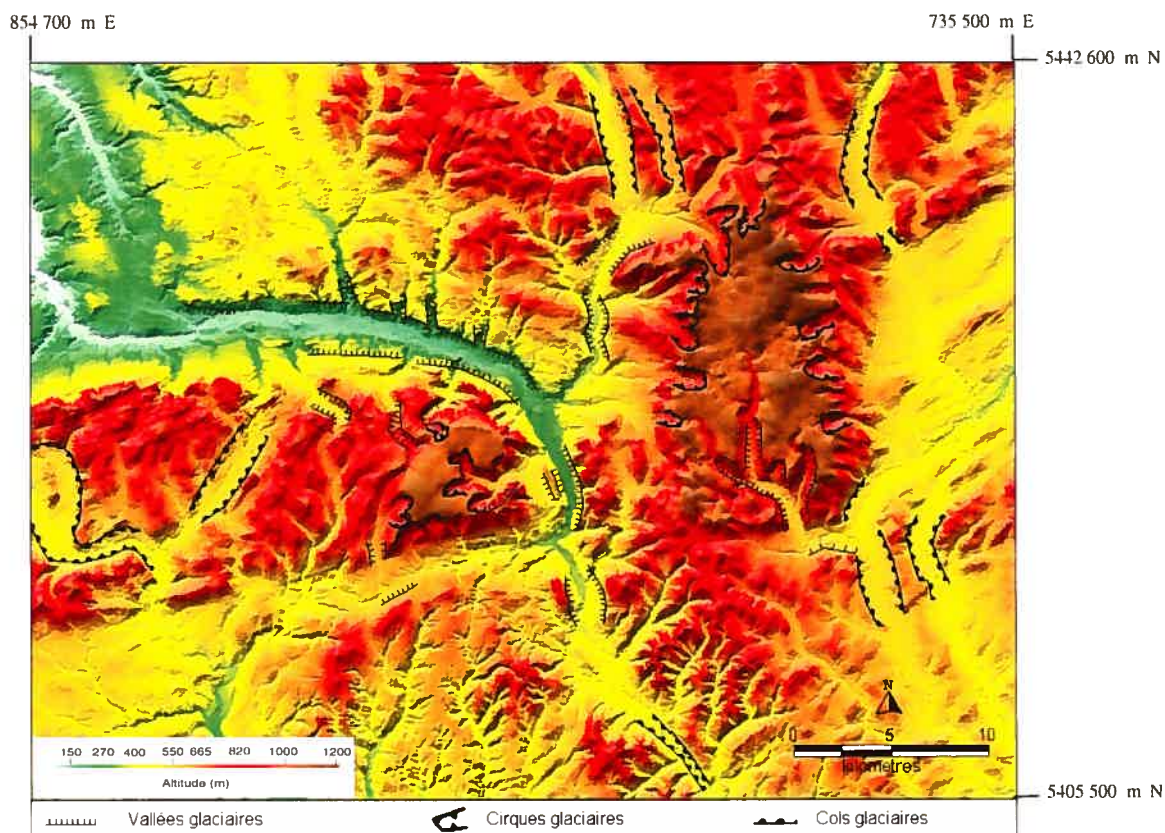


Figure 5.17 : Carte synthèse du modelé glaciaire du secteur à l'étude

La localisation des différentes formes d'érosion glaciaire dans ce secteur des Chic-Chocs montre que l'érosion a été très sélective. Ainsi, cette carte fait ressortir la répartition fort inégale des diverses formes laissées par la glace dans cette région. Le massif des Chic-Chocs, principalement le secteur des hauts plateaux des monts Albert et McGerrigle, est le secteur le plus touché par l'érosion glaciaire. Par contre, au sud de ces plateaux, à l'exception des rives de la rivière Sainte-Anne, le paysage a été très peu transformé par la glace. Ces différences d'une zone à l'autre donnent à croire que la topographie a joué un rôle important sur le type de glacier en place et sur la dynamique glaciaire.

Notons que les formes d'érosion glaciaire observées dans le paysage n'ont pas été datées. Elles sont probablement la conséquence de multiples événements, et rien ne permet de les associer directement au maximum glaciaire fini-Wisconsinien. Elles sont

plutôt la résultante de l'ensemble des glaciations du Quaternaire. La diversité des formes glaciaires et non glaciaires laisse supposer une origine polygénique de la morphologie du paysage gaspésien, origine liée autant à des glaciers de cirques et à des calottes régionales, qu'à des phénomènes d'altération et de météorisation.

5.4 La dispersion des erratiques

Un autre indice du passage des glaciers est révélé par la dispersion des erratiques et du matériel meuble (tills de fond et d'ablation, moraines, etc.). En basse altitude, le matériel meuble est abondant et témoigne des événements glaciaires, fluvioglaciaires et postglaciaires de la région. En revanche, sur la majorité des sommets, les dépôts glaciaires sont pratiquement inexistants; les zones sommitales étant principalement pourvues de felsenmeer, de roche en place ou d'un fin dépôt meuble. Toutefois, la présence de quelques erratiques dans les zones sommitales témoignent d'un certain transport glaciaire. La dispersion de ces blocs peut d'ailleurs fournir d'importantes indications quant à la provenance des glaces et à la direction de leur écoulement (David et Bédard, 1986; Dionne, 2002).

La localisation et l'observation des erratiques de plus de 10 cm, se sont effectuées principalement dans les régions sommitales de la zone à l'étude. La dispersion plus ou moins localisée des divers types d'erratiques peut donner des indications quant au trajet emprunté par la glace. De plus, l'enregistrement de la limite altitudinale de cette dispersion peut être un indicateur de l'érosion et du transport glaciaire en fonction de l'altitude.

La région sur laquelle porte les recherches est constituée de plusieurs types de roches caractéristiques que l'on ne trouve que localement. Ainsi, en tenant compte de la lithologie des différents erratiques observés, il est possible d'acquérir d'importantes informations sur les mouvements glaciaires. Dans le cadre de cette étude, la dispersion d'erratiques de sept types lithologiques sera décrite, à savoir : les erratiques de granite, de

cornéenne, de péridotite, de quartzite, de dolomie, de diorite et de gneiss. Les six premiers types ont été sélectionnés parce qu'ils sont constitués de roches facilement reconnaissables et caractéristiques de formations géologiques localisées au cœur ou dans les alentours de la région à l'étude. Une attention a aussi été portée aux erratiques de gneiss. La présence ou l'absence de blocs de gneiss précambriens, lithologie vraisemblablement absente de la péninsule gaspésienne (Lebuis et David, 1977; Allard et Tremblay, 1981) mais présente en abondance sur le Bouclier canadien, peut donner des indications sur le rôle de l'inlandsis laurentidien dans le recouvrement de la Gaspésie. En effet, étant donné que le gneiss précambrien n'est pas un constituant reconnu de la géologie de la péninsule gaspésienne, la présence de ces blocs indiquerait un transport exogène à la péninsule lequel pourrait être attribué à l'inlandsis laurentidien.

a) La dispersion des erratiques de granite et de cornéenne

Le massif des monts McGerrigle constitue la source principale de granite de la région. Cette intrusion dévonienne est majoritairement composée, dans sa partie nord, de roches hybrides, syénites et métasyénites. La section sud du batholite est essentiellement constituée de granite rouge à grains fins ou grossiers (De Römer, 1977). La cornéenne, en raison du métamorphisme de contact causé par la mise en place du massif des monts McGerrigle, affleure sur le pourtour du batholite, sur une distance d'environ 3 kilomètres.

La visite des différents sommets a permis la localisation d'erratiques de granite et de cornéenne sur une bonne portion du territoire. Ces erratiques sont présents sur l'ensemble des zones de basse altitude de la région étudiée (en deçà de 650 m), mais pas sur la totalité des zones sommitales. La carte de la page suivante (Figure 5.18) permet de noter l'absence de ces blocs sur les sommets les plus à l'ouest (mont Chauve, mont du Sud) ainsi que sur les sommets les plus au sud (mont Vallières-de-Saint-Réal, mont Lyall). De plus, des erratiques de granite ont été observés sur le sommet sud du mont Albert, mais non sur son sommet nord.

Ainsi, le transport des erratiques des monts McGerrigle s'est fait principalement vers les sommets directement en périphérie et au sud. Les données compilées par David et Bédard (1986), David *et al.* (1988), Charbonneau et David (1993), Charbonneau (1995) ainsi que Veillette et Cloutier (1993) mentionnent que les erratiques de granite sont principalement dispersés au sud-est et au nord-est des monts McGerrigle. Les travaux de David et Bédard (1986) font aussi état d'une dispersion à l'ouest (dans le secteur à l'étude), mais mentionnent la rareté de tels blocs. Ces différents travaux n'indiquent cependant pas si ces erratiques ont été aperçus en basse altitude, dans les vallées, ou encore sur les sommets. Les données ici recueillies apportent donc une précision supplémentaire concernant la dispersion des erratiques en provenance des monts McGerrigle. Ainsi, au sud-ouest des monts McGerrigle, les sommets plus distants ne semblent pas avoir subi l'impact des glaces du plateau des McGerrigle, bien que des langues glaciaires en basse altitude aient pu transporter une certaine quantité de blocs.

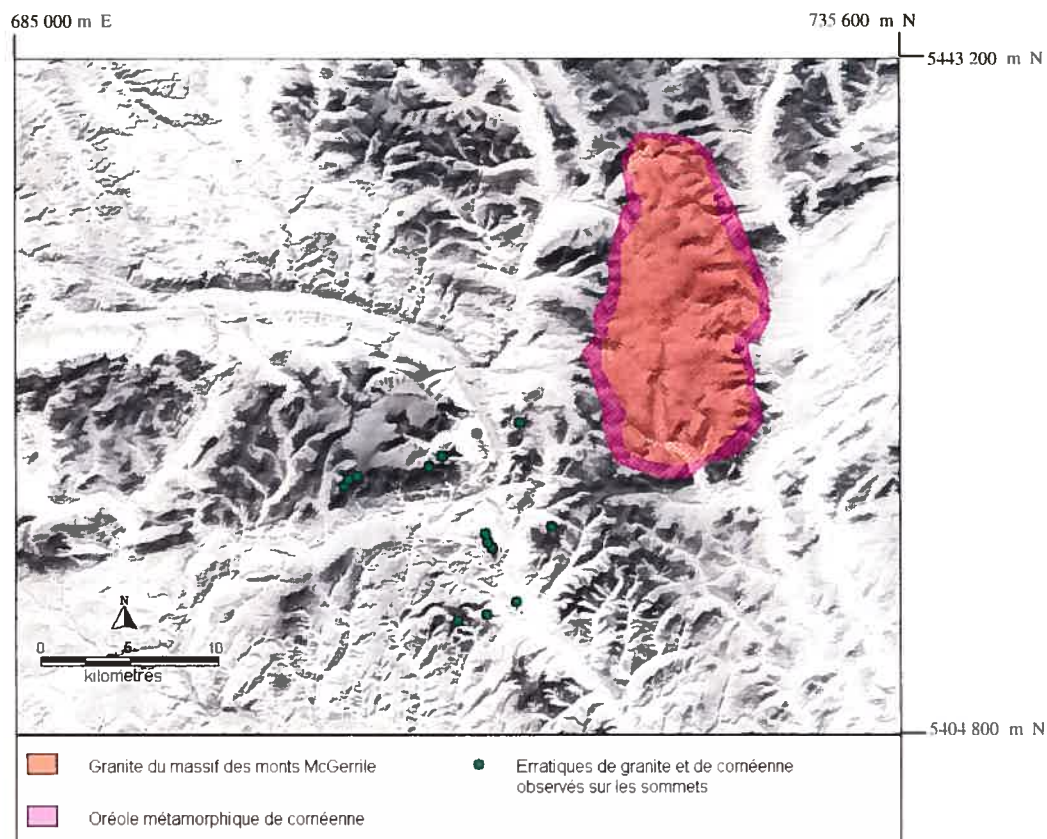


Figure 5.18 : Localisation des erratiques de granite et de cornéenne sur les sommets gaspésiens

b) La dispersion des erratiques de péridotite et d'amphibolite

Les sources de péridotite dans la région sont limitées aux trois klippes de roches ultramafiques du complexe du mont Albert. À cette péridotite peut aussi être associée de l'amphibolite provenant du métamorphisme de contact. La dispersion de ces deux types d'erratiques est très localisée à l'intérieur de la zone à l'étude et ne s'étend que faiblement sur les sommets avoisinants. Seuls les sommets des monts Chauve et Olivine ainsi que le sommet sud du mont Albert sont pourvus d'erratiques d'amphibolite, ce qui ne démontre qu'un transport local. Les erratiques de péridotite, quant à eux, sont généralement assez rares en haute altitude : seuls quelques blocs épars ont été observés sur le sommet du mont Chauve ainsi que dans des dépôts glaciaires sur les flancs de certaines montagnes au sud du mont Albert. De tels blocs sont toutefois beaucoup plus fréquents dans les dépôts meubles de la vallée localisée entre le mont Chauve et le mont Albert, et ce, jusqu'à une altitude avoisinant les 650 m (Figure 5.19). Dans cette zone, un palier de moraine latérale a d'ailleurs été observé à cette altitude. La dispersion des erratiques le long de la vallée en périphérie du mont Albert et la présence d'une moraine latérale permettent de confirmer ce qui avait déjà été noté par l'analyse de la forme des profils de la vallée : cette vallée a servi de lieu d'écoulement à une langue glaciaire s'épanchant des cirques du mont Albert vers la vallée Cascapédia.

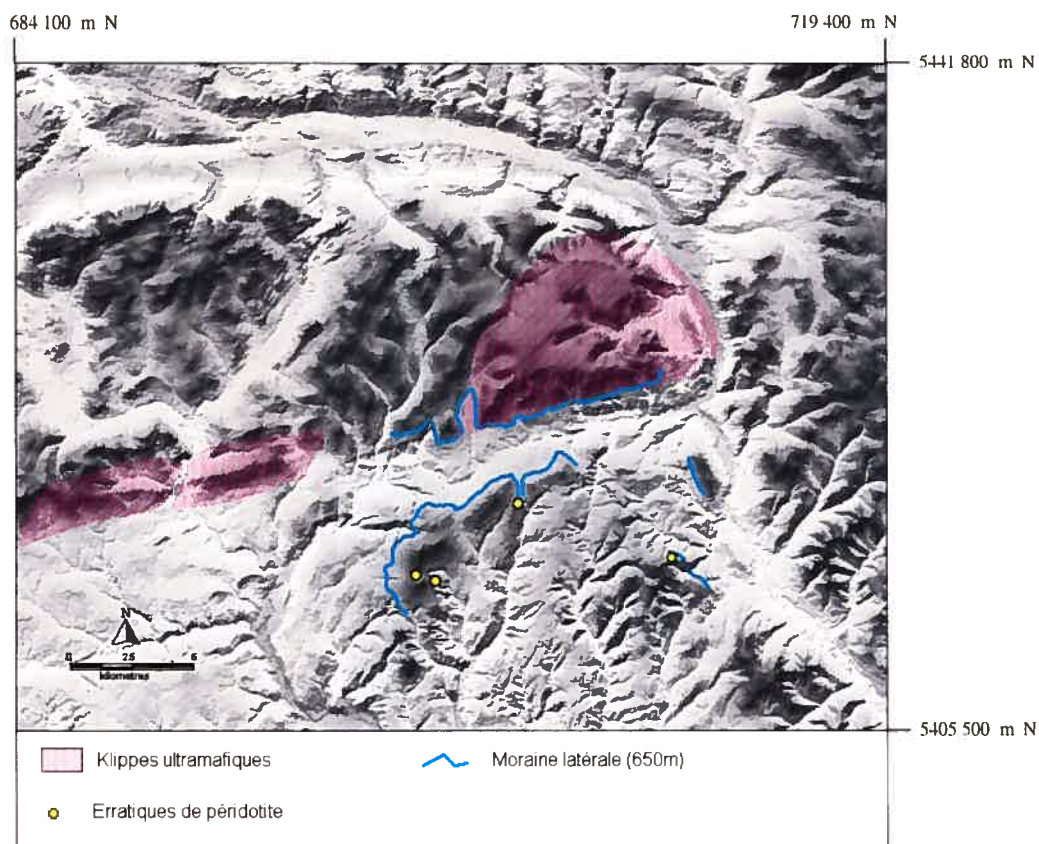


Figure 5.19 : Dispersion des erratiques de péridotite sur les sommets gaspésiens et localisation de la moraine latérale dans le secteur au sud du mont Albert

c) La dispersion des erratiques de quartzite et de dolomie

Certains affleurements de quartzite se trouvent dans le domaine siluro-dévonien du groupe des Chaleurs, composé essentiellement de calcaire, de grès, de mudrock et d'argilite (Brisebois *et al.*, 1991; Dionne, 2002). Il s'agit d'un complexe synclinal dont la bordure septentrionale traverse la zone à l'étude, juste au sud de la faille de Shickshock (Brisebois *et al.*, 1991). Certains quartzites affleurent aussi au cœur du dôme Lemieux, près du mont de l'Aigle et du mont Calvert. Ainsi, à première vue, étant donnée la présence éparse de cette lithologie sur une bonne partie du secteur à l'étude, les erratiques de quartzite n'indiquent pas clairement la direction empruntée par le glacier mais révèlent plutôt l'existence d'un transport local. Néanmoins, des erratiques de

quartzite blanc avec des mouchetures rouges ont été observés à certains endroits, notamment sur le sommet du mont Chauve. Ce type de quartzite est typique de la formation de Val-Brillant (Dionne, 2002), formation beaucoup plus localisée, et peut donc servir d'indicateur du mouvement glaciaire.

Bien que la majorité des affleurements de cette formation se situe à l'ouest de la région à l'étude (dans le secteur de Val-Brillant), ce type de quartzite se trouve aussi en petites quantités dans les alentours du ruisseau Isabelle, au sud du mont Albert (dans le Groupe des Chaleurs) (Lachambre et Brisebois, 1990). Il apparaît plus plausible que ce dernier emplacement soit la source des blocs observés. Effectivement, le déplacement de ces blocs à partir du ruisseau Isabelle vers les sommets où ils ont été notés correspond à un mouvement N.E.-S.O.; ce qui concorde aussi avec le mouvement mentionné précédemment pour les blocs de péridotite.

En ce qui concerne les affleurement de dolomie, plusieurs études menées jusqu'à présent (Robert 1966 a, 1966 b; Beaudin, 1980; Dionne, 2002) signalent que les formations de cette lithologie sont peu étendue et encore relativement mal connues. Toutefois, la dolomie est présente à divers endroits dans les Appalaches gaspésiennes, à l'intérieur du Groupe des Chaleurs (Dionne, 2002), dans la zone faillée entre Matapédia et Murdochville. Différents types de dolomie y ont été observés, notamment une dolomie rouge et ferrugineuse dans la formation de Sayabec (Robert, 1966a) et une dolomie gréseuse entre les formations de Sayabec et de Val-Brillant (Ollerenshaw, 1967). Robert (1966a) et Beaudin (1980) font mention de dolomie hydrothermale, dans l'unité du ruisseau Isabelle (Supergroupe de Québec). Cette dolomie, dont la couleur blanc verdâtre devient brun roux en s'altérant serait le résultat de la carbonatation et de la silicification des péridotites. Cette description correspond à la lithologie des erratiques observés. En effet, cette dolomie est présente dans la formation de Sayabec (silurien précoce, dans le Groupe des Chaleurs), qui souvent se retrouve conjointement avec la formation de Val-Brillant (Robert, 1966a; Lachambre et Brisebois, 1990).

La présence d'erratiques de dolomie est très localisée à l'intérieur de la zone à l'étude et peu de blocs ont été observé (environ 5). Ces blocs ont été vus seulement aux alentours du mont Chauve et à son sommet et ils sont couplés à des blocs erratiques de quartzite à rainures rouges. Ces faits laissent donc présumer que les différents types d'erratiques mentionnés jusqu'à présent ont tous subi un transport dans la même direction et que ce transport a été très local.

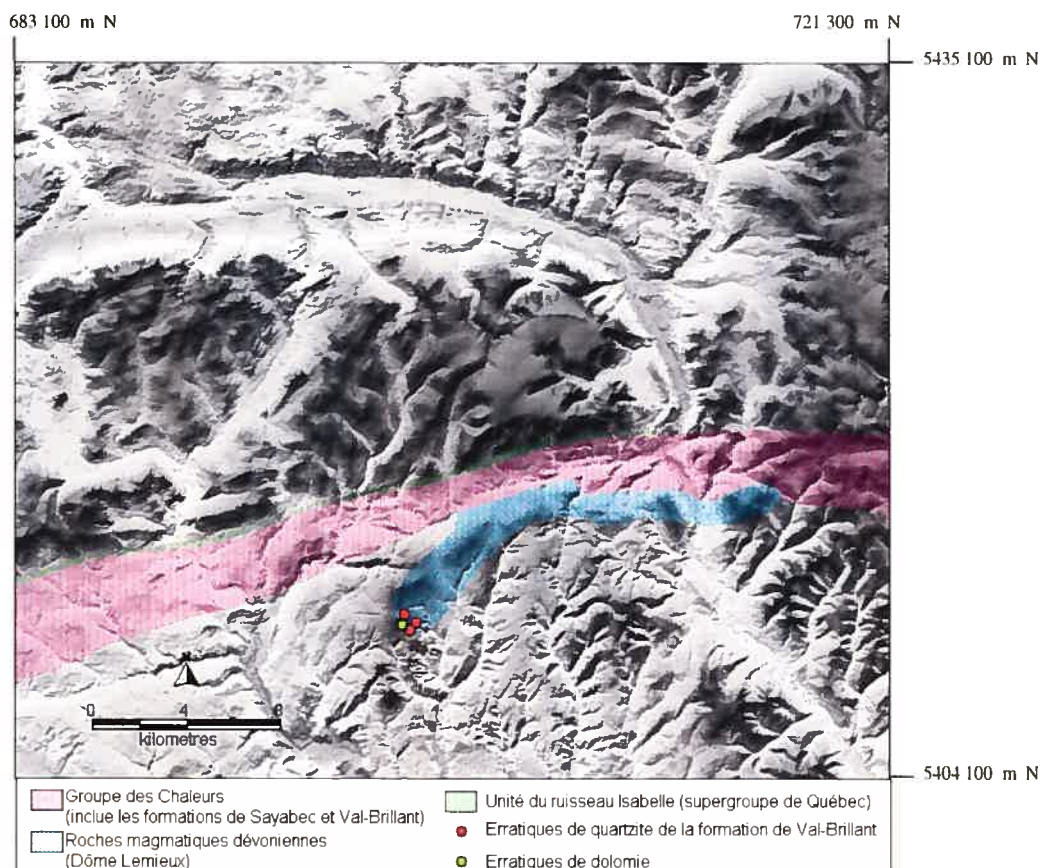


Figure 5.20 : Localisation des erratiques de quartzite de Val-Brillant et de dolomie sur les sommets gaspésiens

d) La dispersion des erratiques de diorite

Des erratiques de diorite ont été observés sur un seul sommet, à l'extrême ouest de la région à l'étude, sur le mont du Sud. Les stocks et filons de diorite, en Gaspésie, sont souvent couplés aux intrusions granitiques dévoniennes (Lachambre et Brisebois,

1990). La diorite est donc présente au dôme Lemieux où l'on trouve différents dykes de ce minéral clairsemés dans la région (Robert, 1966 a). La principale source de diorite est ainsi localisée au sud-est du mont du Sud (voir Figure 5.21).

En plus de la diorite, certains erratiques de rhyolite ont aussi été identifiés sur le sommet du mont du Sud. La rhyolite, dans ce secteur, peut être associée au grès de Gaspé (formation de York River) ou au calcaire supérieur de Gaspé (formations d'Indian Cove et de Shiphead). Ces formations sont toutes localisées au sud et à l'est du mont du Sud. La dispersion de ces erratiques indique donc un mouvement vers le N.O., différent de celui qui est révélé par les autres types d'erratiques.

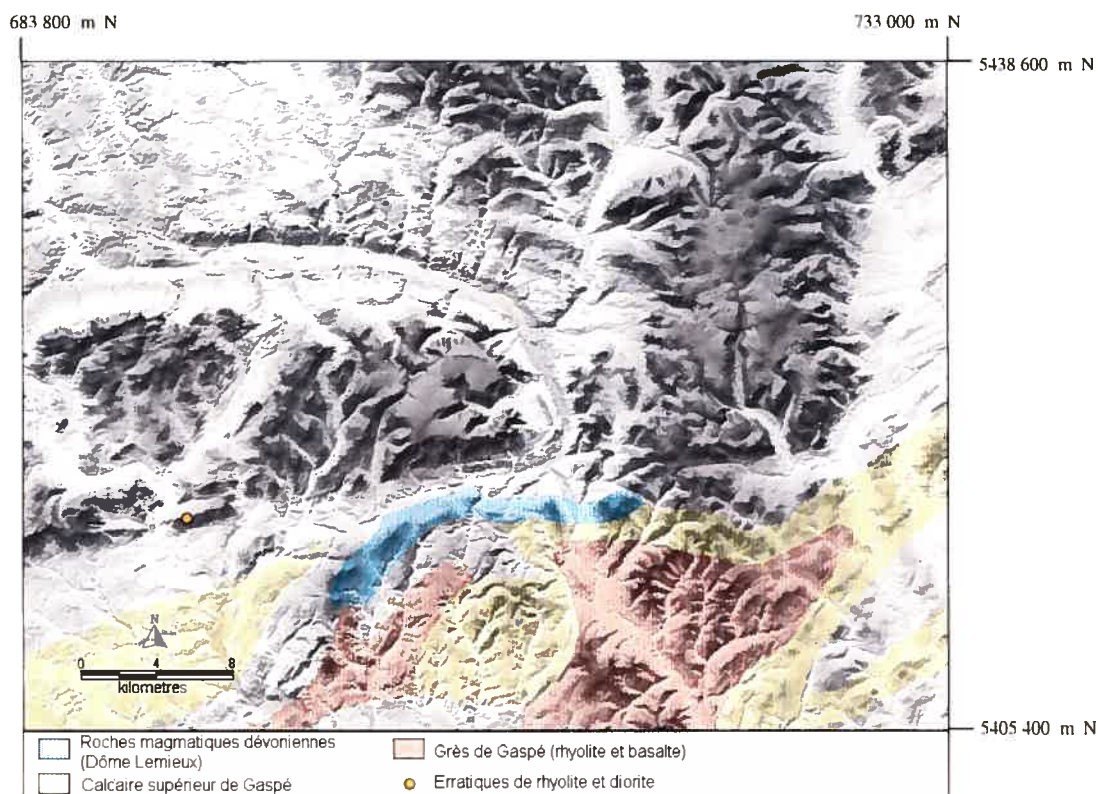


Figure 5.21 : Dispersion des erratiques de rhyolite et de diorite sur les sommets gaspésiens

e) La dispersion des erratiques de gneiss

Aucun bloc de gneiss n'a été trouvé sur le territoire à l'étude, autant dans les zones de haute altitude qu'en basse altitude. Bien que de tels blocs aient été aperçus le

long des berges du Saint-Laurent et dans certaines vallées, notamment dans les vallées de la Matapédia et de Cap-Chat (Lebuis et David, 1977), les observations de terrain menées dans le cadre de cette recherche n'ont pas conduit à la découverte d'erratiques précambriens à l'intérieur de la vallée Sainte-Anne, ni en périphérie des différentes montagnes étudiées. Les études pétrographiques effectués par Chauvin (1984) pour la région de Mont-Louis/Rivière-Madeleine n'avaient pas non plus révélé la présence de blocs précambriens transportés par la glace. À l'est de la vallée de Cap-Chat, peu de traces de l'inlandsis laurentidien sont décelables à l'intérieur des terres et aucun indicateur de la sorte n'a pu être identifié pour le secteur à l'étude.

5.4.2 Le mouvement glaciaire révélé par la dispersion des erratiques

La dispersion des différents types d'erratiques indique un transport très local par la glace à l'intérieur de la péninsule. Il appert qu'un mouvement glaciaire à partir des monts McGerrigle vers le sud-ouest a permis la dispersion des erratiques de granite sur différents sommets. Les monts McGerrigle étaient possiblement le centre d'une calotte locale de glace active depuis laquelle il y eu une certaine dispersion radiale. Cette hypothèse est d'ailleurs soutenue par les recherches de David et Bédard (1986), David *et al.* (1988), Charbonneau et David (1993), Veillette et Cloutier (1993), Charbonneau (1995).

La calotte de glace en provenance des monts McGerrigle a recouvert, du moins en partie, le mont Albert; ce qu'indique la présence d'erratiques de granite sur son sommet sud. Cette même calotte, ou d'autres langues glaciaires en provenance des cirques du mont Albert, ont emprunté la vallée du ruisseau Isabelle, permettant la dispersion des erratiques de quartzite et de dolomie dans le secteur au sud-ouest du mont Albert.

La présence d'erratiques sur le sommet du mont Albert ainsi que les cirques défoncés témoignent de l'englaciation de ce plateau. Toutefois, la glace de ce faite semble avoir subi une dispersion moins radiale que celle venant des monts McGerrigle,

permettant uniquement la dispersion des erratiques dans les vallées, et non sur l'ensemble des sommets en périphérie. Effectivement, peu de sommets sont pourvus d'erratiques de péridotite ou d'amphibolite, ce qui indique que la calotte du mont Albert a eu une dispersion de plus faible envergure que la glace des monts McGerrigle.

Les blocs de diorite sur le mont du Sud laissent, quant à eux, présumer d'un mouvement vers le nord; ce qui s'accorde avec les données collectées par Lebuis et David (1977). Un autre élément semble aussi confirmer l'existence d'un tel mouvement vers le nord : des stries glaciaires démontrant un sens d'écoulement du sud vers le nord ont été repérées à l'est du mont Albert, aux environs du lac du Diable, et sur le mont Olivine. Ainsi, l'ensemble des traces glaciaires indique que la glace au eu au moins deux directions d'écoulement (vers le sud-ouest et vers le nord). Ces diverses directions peuvent être liés à différentes étapes de la glaciation. Au fur et à mesure de la progression de la glaciation, les différentes glaces locales et les glaciers de vallées ont coalescé, formant alors une calotte de plus grande envergure et permettant un changement dans la direction de transport des erratiques.

Retenons, de plus, qu'aucun erratique indicateur d'un long transport (tels le gneiss précambrien ou la dolomie à cladopora du lac Matapédia) n'a été enregistré. Ces données ne permettent pas d'appuyer l'hypothèse, avancée par David et Lebuis (1985), d'un fort transport glaciaire et d'un envahissement du centre de la Gaspésie par les glaces laurentidiennes. Charbonneau et David (1993) et Charbonneau (1995), suite à l'observation de blocs erratiques de granite au sud des monts McGerrigle, soutenaient, eux aussi, la thèse du passage de l'inlandis laurentidien. Toutefois, l'absence de bloc de gneiss, et le manque d'erratiques de granite sur certains sommets au sud et à l'ouest des monts McGerrigle semblent suggérer une action glaciaire de moins grande envergure. Les résultats obtenus ici soutiennent plutôt l'hypothèse d'une glace locale à faible action érosive et se raccordent aux observations de Allard et Tremblay (1981) pour l'extrémité de la péninsule gaspésienne.

5.5 Distribution spatiale et altitudinale des felsenmeers et des tors

La localisation, l'identification et l'analyse des formes d'altération physicochimique à grande échelle peuvent aussi contribuer à donner d'importantes précisions sur le type de recouvrement glaciaire dans la région. Une attention particulière est portée ici sur la distribution spatiale de deux formes d'altération : les tors et les felsenmeers. La présence de ces formes sur des sommets présentant aussi certaines traces d'action glaciaire suscite un questionnement relatif au moment de leur formation et à leur possible résistance à l'érosion glaciaire.

Certains auteurs, notamment Dahl (1966) et Dyke (1976), estiment que ces formes peuvent être la résultante de la gélifraction et n'excluent pas la possibilité qu'elles puissent être d'origine postwisconsinienne. Dahl (1966) base notamment son argumentation sur le fait que des erratiques ont été observés à la périphérie de certains tors. Toutefois, la majorité des auteurs expliquent plutôt leur formation par une altération *in situ*, intense et de longue durée, sous un climat chaud, à une époque préquaternaire (Linton, 1955; Rea *et al.*, 1996; White, 1976). Selon cette hypothèse, la résistance de ces formes à la destruction par le passage des glaces serait due, soit à la présence de paléonunataks, soit à une faible action érosive d'une glace à base froide.

Dans un tel cas, l'étude plus approfondie des tors et des felsenmeers de la Gaspésie peut permettre de déterminer jusqu'à quelle altitude la glace a eu un impact érosif et quelles ont été les zones les moins touchées par les glaciations. À cette fin, un recensement de ces formes à l'intérieur du secteur à l'étude a été effectué. Leur altitude et leurs coordonnées ont été prises à l'aide d'un GPS Garmin et corrélées avec les données observables sur des orthophotographies et sur une image Landsat-TM. De plus, des observations et des mesures ont été faites sur l'épaisseur et la nature du tapis de felsenmeer, et sur la hauteur et l'orientation des tors.

5.5.1 Les felsenmeers

Des champs de blocs sont présents sur divers sommets de la région à l'étude. De Römer (1977) et Baron-Lafrenière (1983) soulignent que de tels matériaux hétérométriques apparaissent à toutes les altitudes à partir de 915 m sur les monts McGerrigle. Toutefois, sur les sommets au sud des monts McGerrigle, les felsenmeers se trouvent à des altitudes inférieures à 915 m : les monts Chauve, Hog's Back et de l'Aigle ont tous une altitude variant entre 830 et 910 m mais sont tout de même recouverts de champs de blocs.

La présence éparses d'erratiques sur la majorité de ces champs de blocs, permet d'affirmer qu'une certaine action glaciaire a eu lieu sur ces sommets. Néanmoins, de tels erratiques se trouvent toujours en surface, jamais enclavés à l'intérieur du felsenmeer. Celui-ci s'étend généralement sur une profondeur de près de 3 mètres et est composé uniquement de matériel autochtone. Ces observations confirment l'hypothèse selon laquelle les felsenmeers sont au moins antérieurs à la dernière glaciation. En effet, si les champs de blocs étaient d'origine postglaciaire, certains blocs erratiques et du matériel non autochtone y seraient intégrés. De plus, les analyses minéralogiques présentées au Chapitre 3 font mention de la présence de certains minéraux secondaires dans ces dépôts; ils sont le signe d'une certaine altération et de leur origine pré-wisconsinienne.



Figure 5.22 : Erratique de dolomie à la surface d'un felsenmeer et coupe dans le felsenmeer, sans blocs allochtones

La détermination précise de la limite altitudinale inférieure des champs de blocs peut fournir une indication sur l'impact de l'action glaciaire, car les zones dépourvues de felsenmeer ont subi une action glaciaire plus érosive que les zones sommitales qui en sont recouvertes. Toutefois, cette limite altitudinale s'avère difficile à évaluer, en raison du manque d'éléments clairs permettant de différencier entre les champs de blocs créés *in situ*, le début du talus et des débris de pente (Dahl, 1966). Plusieurs montagnes de la région à l'étude ont des sommets relativement étroits, de faible superficie, et des versants abrupts. Sur de tels sommets, la différenciation entre felsenmeers véritables et débris de pente est d'autant plus ardue. Caine (1968) mentionne toutefois que les champs de blocs créés *in situ* se trouvent généralement sur des pentes inférieures à 10° . Une telle valeur peut être prise en compte pour tenter de repérer la limite inférieure des felsenmeers.

Les observations de terrain, jumelées à la photo-interprétation et à l'utilisation d'un MNE, ont permis de dresser une limite minimale théorique pour les felsenmeers. En assumant que les felsenmeers véritables se développent sur des surfaces ayant des pentes inférieures à 10° (valeur minimale proposée par Caine, 1968), il a été possible, à l'aide du MNE, de créer une carte de gradient de pente et de déterminer la localisation des zones sommitales ayant une valeur inférieure ou égale à 10° . Parmi ces zones sommitales, celles pourvues de felsenmeers, ont pu être localisées grâce à l'analyse conjuguée de la carte de gradient de pente, d'orthophographies et d'une image Landsat-TM. Les zones ainsi délimitées, superposées au modèle numérique de terrain, ont permis d'identifier la limite altitudinale approximative des felsenmeers.

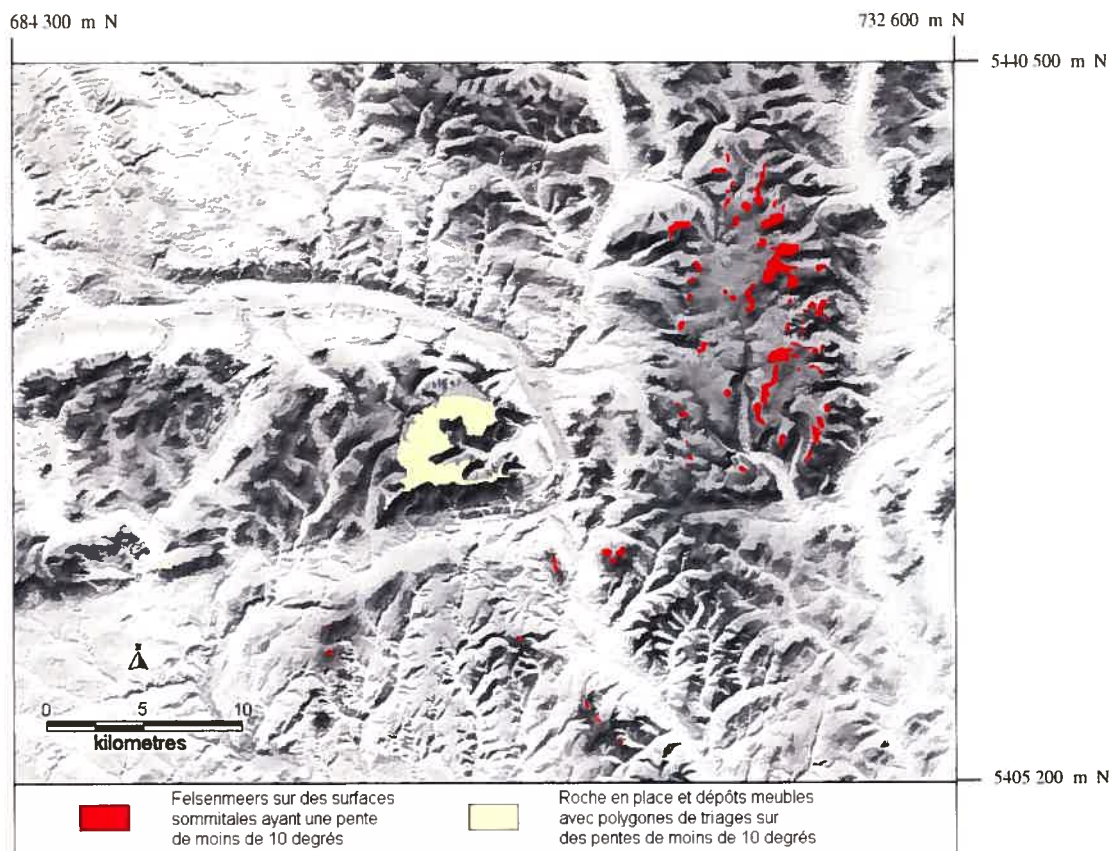


Figure 5.23 : Localisation des zones sommitales ayant une pente de moins de 10 degrés et étant pourvues de felsenmeer ou de roche en place.

La Figure 5.23 permet de localiser les zones de felsenmeer ayant une pente inférieure à 10° et met en évidence le fait que ces zones n'occupent qu'une faible superficie du territoire à l'étude. D'un sommet à l'autre, la limite altitudinale des felsenmeers varie sensiblement. Ainsi, pour les monts McGerrigle, la limite minimale obtenue est aux alentours de 930 m, et correspond sensiblement à ce qui est observé par De Römer (1977). Dans le secteur au sud des monts McGerrigle et du mont Albert, cette limite est inférieure : elle atteint 775 m aux monts de l'Aigle et Hog's Back et, environ 800-825 m aux monts Vallières-de-St-Réal, Blanche-Lamontagne, Lyall et Chauve. Le sommet du mont Albert, quant à lui, n'est pas recouvert d'un véritable champ de blocs, mais plutôt de roche à nu et de matériel meuble avec des polygones de triage. Ce type de recouvrement du sommet du mont Albert peut être le résultat de sa lithologie particulière (péridotite), qui n'a pas une structure d'altération aussi propice à la formation de felsenmeer que les massifs de granite ou de gneiss. Ainsi les roches massives et denses

(comme la péridotite) demandent un temps beaucoup plus long avant de voir apparaître à leur surface des champs de blocs (Ballantyne, 1998).

Les altitudes recueillies à l'aide de la carte de gradient de pente et du MNE correspondent étroitement à ce qui a été observé sur le terrain : en deçà de ces altitudes, on trouve des traces évidentes d'action glaciaire (paliers de moraine latérale, épais dépôts de till), tandis qu'au-delà, les traces sont plus rares et souvent restreintes à la présence éparse d'erratiques. Dans les zones de felsenmeer, il apparaît donc que la glace a permis le dépôt de quelques erratiques mais qu'elle n'était pas suffisamment active pour éroder intensivement les felsenmeers et pour laisser d'importantes quantités de matériel meuble. L'absence de felsenmeer à des altitudes avoisinant les 800 m sur les monts McGerrigle peut aussi être liée à la dynamique glaciaire. En admettant que ce plateau aurait été recouvert par une calotte locale, on peut conclure que la glace, à une altitude inférieure à 930 m, ait été suffisamment mobile pour détruire les felsenmeers et éroder les surfaces; la présence de roches moutonnées en témoigne. Toutefois, au-delà de cette altitude, la glace, plus mince, n'aurait pas eu la puissance suffisante pour éroder les champs de blocs.

5.5.2 Les tors

Quelques sommets gaspésiens sont pourvus de tors, notamment le mont Sainte-Anne, à partir d'une altitude de 860 m et le mont des Cônes dans les monts McGerrigle, à 1060 m. Outre les monts McGerrigle, le mont Albert est la seule montagne à l'étude caractérisée par une topographie de tors. Ces tors de péridotite, dont la hauteur varie entre 4 et 6 mètres, sont localisés uniquement sur le sommet sud, à partir de 870 m (Figures 5.24 et 5.25). Ils ont une orientation générale N.O.-S.E. et ne sont pas entourés de blocs résiduels résultant d'une désagrégation ou d'une altération récente de plus, peu de dépôts meubles sont présent le long des diaclases de ces tors. Aux environs, les constituants argileux des dépôts sont majoritairement composés de clinocrysotile et de kaolinite, ce qui correspond à la minéralogie de cette montagne et n'indique pas un apport important de matériaux étrangers.

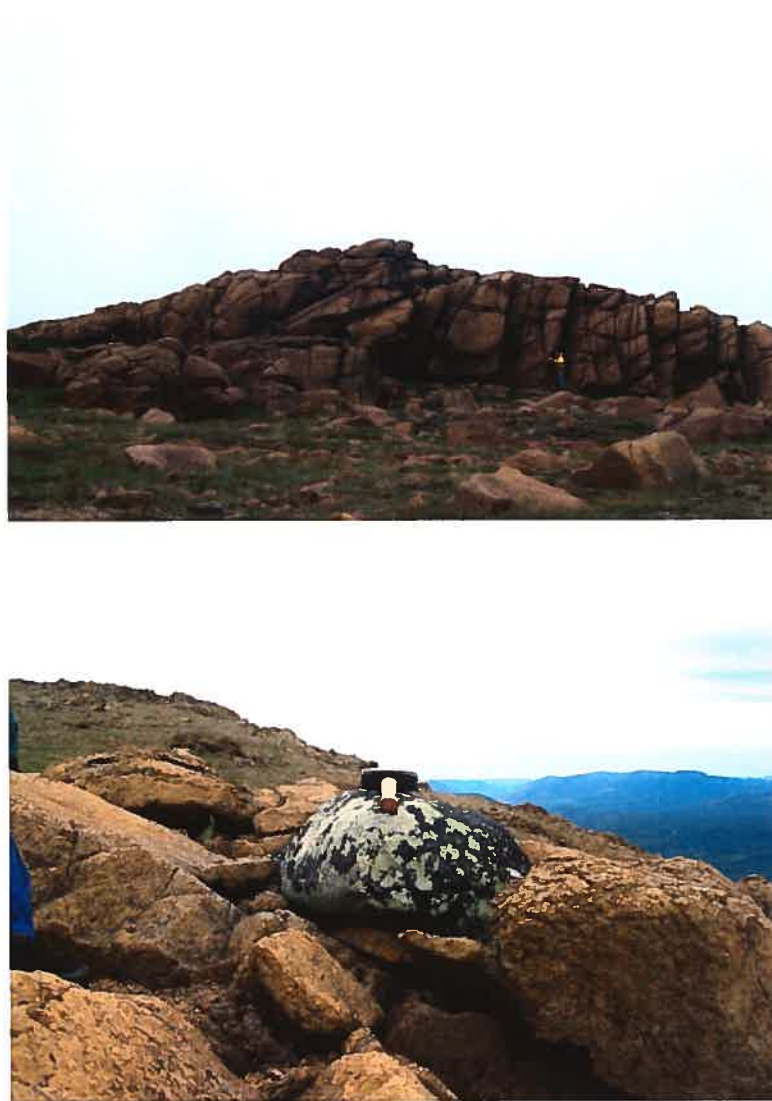


Figure 5.24 : Tors sur le mont Albert et erratique de granite au sommet d'un tor

Plusieurs erratiques ont été observés à proximité des tors et, parfois même, directement sur ceux-ci (Figure 5.24). Ces erratiques, souvent constitués de granite, indiquent un mouvement de la glace des monts McGerrigle vers le mont Albert. Cette présence d'erratiques, contrairement à ce qu'énonçait Dahl (1966), ne signifie toutefois pas que les tors se sont constitués en période postglaciaire, et rien n'indique leur altération récente (absence de gruss, de blocs fraîchement cassés, ou de matériel meuble à leur surface). De plus, les différents erratiques sur les tors semblent avoir conservé leur position initiale : la couverture de lichen se trouve uniquement sur les faces exposées à

l'air et non sur celles en contact avec le sol. Le fractionnement et l'altération des tors dans la période postglaciaire auraient probablement dû entraîner une déstabilisation ou un mouvement des erratiques, leur permettant d'exposer de nouvelles faces à l'altération et à la formation de lichen; ce qui ne s'est pas produit. Ainsi, on devra admettre l'hypothèse d'une survivance de ces tors à, au moins, une englaciation.

La présence de tors ou de felsenmeers et d'erratiques pourrait s'expliquer par le fait qu'une glace à base froide aurait préservé ces formes d'altération chimique d'une forte action érosive. Cette théorie a d'ailleurs été utilisée pour expliquer le recouvrement glaciaire dans divers endroits du monde. Ainsi, Briner *et al.* (2003) constatent que des erratiques de l'arctique canadien ont un âge d'exposition cosmogénique bien inférieur à celui des tors de la même région et attribuent ce phénomène à une glace à base froide. Sugden et Watts (1977), suite à l'observation des tors de la péninsule de Cumberland sur l'île de Baffin, en viennent aussi à la conclusion que les tors, bien que recouverts par la glace, ont résisté à l'érosion. Ces derniers auteurs affirment que la déposition d'erratiques est possible même par une glace à base froide, car celle-ci a pu emprisonner une certaine quantité de débris à un moment où son régime thermique était différent. Ce scénario pourrait clarifier la présence des erratiques, des tors et des felsenmeers sur les sommets gaspésiens. Il est aussi fort probable que les sommets du secteur à l'étude aient subi un recouvrement en plusieurs étapes. Tout d'abord, une calotte locale à base froide a pu se constituer sur certains sommets (dont le mont Albert). Puis, une glace mobile à dispersion radiale aurait ensuite transporté les erratiques et les aurait déposés sur la glace déjà présente. Finalement, lors de la fonte des glaces, les erratiques auraient alors pris leur place actuelle au sommet des felsenmeers et sur les tors.

L'absence de tors à une altitude inférieure à 870 m pourrait s'expliquer par le fait que les versants du mont Albert, n'étant pas protégés comme le sommet par un glacier local, auraient alors subi une érosion plus forte, tant par la glace en provenance des monts McGerrigle, que par celle originaire des glaciers de vallée.

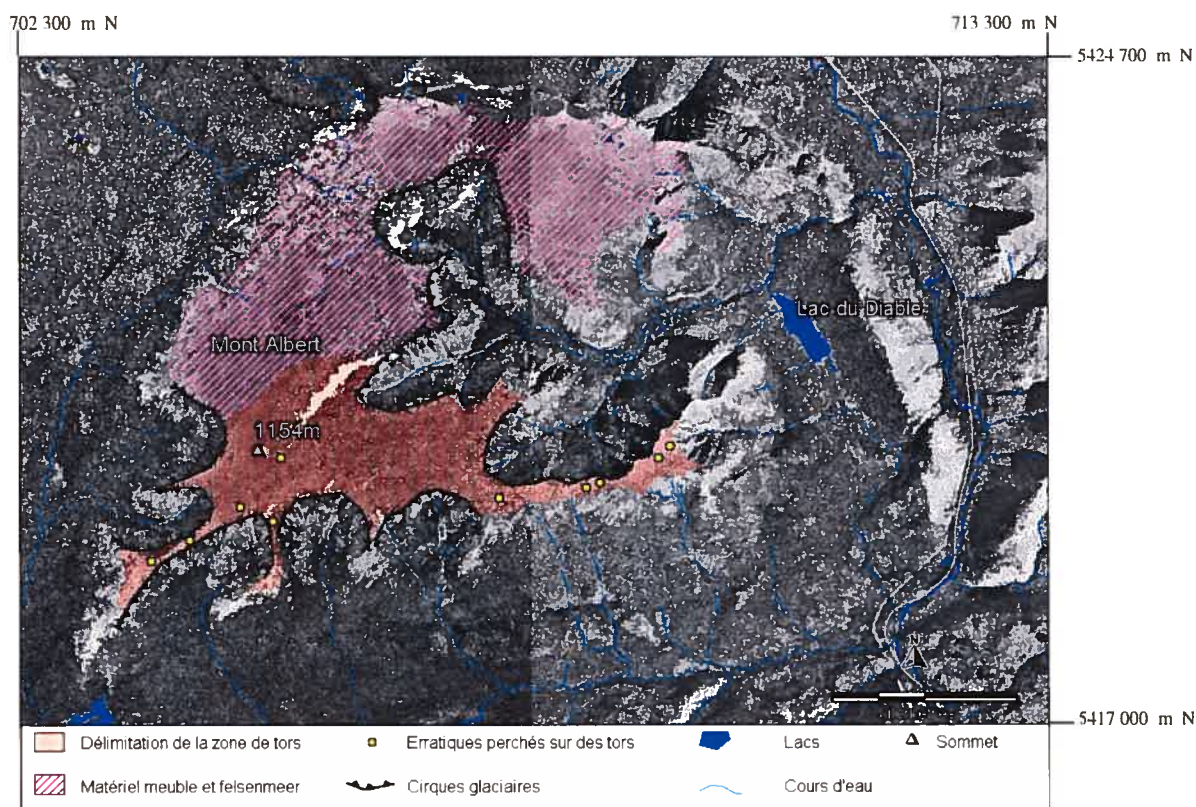


Figure 5.25 : Carte des éléments morphologiques du mont Albert

Afin de déterminer plus précisément l'impact des glaces sur le sommet du mont Albert ainsi que sur les autres plateaux de la région munis de tors, il serait de rigueur de faire une étude systématique plus poussée de ces formes résiduelles. (En suivant une méthodologie inspirée de celle d'André (2003), par exemple). Ainsi, il serait pertinent d'effectuer des mesures précises de chaque tors, une étude de leur morphologie, des mesures de l'espacement de leurs diaclases, des échantillonnages du sol adjacent. Ces analyses pourraient contribuer à clarifier leur typologie, et permettre de déterminer avec plus leur origine et l'influence glaciaire qu'ils ont subi.

5.6 Conclusion du chapitre

Les résultats exposés et compilés dans ce chapitre témoignent clairement de la complexité des événements ayant façonné les sommets gaspésiens. La présence conjointe de formes d'altération chimique et de traces d'action glaciaire permet de conclure que les sommets, ne sont pas des paléonunataks, mais qu'ils ont bel et bien été couverts, par au moins une glace locale. Le potentiel érosif de la glace a aussi été différent d'une zone à l'autre permettant l'érosion de la tête des vallées principales et la formation de cirques aux rebords des grands plateaux, mais permettant aussi la préservation de la forme en V des vallées secondaires. Les tors et les felsenmeers semblent eux aussi avoir résisté, du moins en partie, à un ou plusieurs englacements, bien que des études supplémentaires seraient nécessaires pour connaître toute l'implication glaciologique de leur présence.

Toutes les données recueillies démontrent aussi qu'il existe un lien étroit entre la topographie préglaciaire du paysage gaspésien, le type de glacier présent dans la péninsule et la dynamique glaciaire. Ainsi, par son relief de montagnes et de plateaux, le secteur à l'étude a fourni les conditions de température et de précipitations souvent différentes de celles des zones de plus faible altitude. Ces conditions ont été propices au développement de glaciers de montagne précoces ou même à l'amorce de calottes de grandes dimensions. L'amorce glaciaire était donc en lien avec la topographie et le climat. Ce lien a d'ailleurs déjà été observé dans plusieurs autres régions englacées (Sugden, 1974; Furbish et Andrew, 1984; Kerr, 1993; Sugden *et al.*, 2002). Les sommets selon leur forme, leur envergure et leur altitude ont permis la formation ou le maintien de glace peu mobile à la base, tandis que les vallées principales ont rendu possible la coalescence en langues plus mobiles des glaces qui provenaient des plateaux et des cirques.

Ainsi, selon les observations recueillies dans ce chapitre, le secteur des Appalaches ici étudié, aurait d'abord été recouvert par des glaces alpines. Certaines calottes locales ont pu se développer, notamment sur le plateau des monts McGerrigle et, possiblement, sur le mont Albert. Puis une coalescence de ces différentes calottes a pu

permettre la formation d'une calotte régionale. Suivant son épaisseur, cette calotte aurait alternativement eu une base mobile ou gelée, qui aurait ainsi permis la préservation de certaines formes du paysage préglaciaire. Il est à souligner que les formes laissées dans le paysage indiquent clairement la présence de glaciations alpines ou de calottes locales, mais aucun indice ne démontre que l'inlandsis laurentidien a envahi le secteur à l'étude.

Chapitre 6 : Synthèse et conclusion

6.1 Analyse des méthodes utilisées dans cette étude et synthèse des résultats obtenus

Les nouvelles données recueillies pour ce mémoire apportent des précisions qui concernent la compréhension des événements glaciaires ayant eu cours en Gaspésie. Peu de données relatives aux glaciations avaient jusqu'alors été récoltées dans la zone en périphérie sud des monts Albert et McGerrigle. Ce secteur avait plutôt fait l'objet d'analyses minéralogiques et géologiques en vue d'éventuelles exploitations minières. Cette étude vient donc compléter les maigres données qui existaient jusqu'alors pour cette région. Il est aussi important de noter un autre élément particulier apporté par ce projet de maîtrise : la plupart des études antérieures effectuées sur les hauts sommets gaspésiens s'attardaient soit à la description des traces d'action glaciaire soit à l'analyse des formes d'altération avancée, mais peu d'entre elles étudiaient conjointement ces différents éléments, souvent retrouvés ensemble sur un même territoire. Ce dernier aspect a été d'avantage développé dans ce mémoire, afin de déterminer avec plus de précision quelle a été l'influence des glaciations sur les hauts sommets gaspésiens.

Les différentes méthodes utilisées dans le cadre de ce projet (les analyses pédologiques, l'utilisation du microscope à balayage électronique (MEB), la photo-interprétation et les analyses des formes à grande échelle à l'aide de SIG), quoique en apparence fort distinctes les unes des autres, se sont avérées une combinaison judicieuse pour étudier divers aspects liés à la dynamique glaciaire. De plus, certaines méthodes d'analyse utilisées ici sont novatrices, et leur approfondissement pourrait être envisagé lors d'études ultérieures sur l'impact des glaciations en zone montagneuse. Ainsi, la création d'un indice de ravinement en vue de déterminer l'action glaciaire à partir d'un SIG constitue une nouvelle technique intéressante qui pourrait potentiellement être raffinée et appliquée sur un plus vaste territoire (par exemple, l'ensemble de la péninsule gaspésienne). De plus, l'exoscopie des grains de quartz par le MEB a, non seulement

permis de mieux comprendre les événements qui ont façonné la Gaspésie, mais a aussi favorisé une comparaison avec d'autres sites similaires localisés sous des latitudes différentes, comparaison très peu étudiée auparavant. Il est aussi à noter que la création d'un indice servant à quantifier les marques d'altération chimique vs les marques d'altérations mécanique a fait apparaître les différences qui existent entre les diverses zones altitudinales et latitudinales à l'étude.

Cette conjugaison de plusieurs méthodes a mis en évidence autant les éléments liés à l'action glaciaire que ceux rattachés à l'altération physique et chimique des sols et des surfaces. De plus, ces méthodes ont permis une analyse multiéchelle (micro, méso et macro) et ont ainsi favorisé une étude de l'impact glaciaire sous différents angles. Ainsi, divers points marquants sont ressortis :

1. Une altération généralement plus avancée dans les sites de la zone sommitale et révélée par des quantités plus élevées de minéraux argileux néoformés (kaolinite et gibbsite) et par des quantités d'aluminium amorphe significativement plus importantes. Toutefois, la grande hétérogénéité de la minéralogie des argiles, de la granulométrie et des concentrations d'oxydes dans les différents sols sommitaux indique qu'un ensemble de processus complexes a contribué à façonner les sommets gaspésiens et que certains événements glaciaires et périglaciaires ont aussi influencé le développement de ces sites.
2. La présence en haute altitude de sites qui montrent une bonne altération tout le long de leur profil et qui peuvent être considérés comme des saprolites (en périphérie des monts Chauve et Jacques-Cartier) indique une faible perturbation de ces dépôts par les glaciers.
3. La grande hétérogénéité des marques d'actions chimique et physique à la surface des grains de toutes les altitudes révèle que les dépôts présents tant

en zone sommitale qu'en basse altitude sont le produit d'un ensemble de processus de déposition et d'érosion.

4. La présence conjointe, dans certains sites sommitaux, de grains fortement altérés chimiquement et de grains avec des marques d'altération physique liées à des environnements glaciaires ou éoliens, démontre qu'une partie du matériel meuble qui se trouve sur les sommets provient du transport glaciaire et de l'action périglaciaire.
5. Les grands contrastes entre les grains qui proviennent des différentes zones latitudinales mettent en lumière les particularités de l'altération en Gaspésie, laquelle semble être le résultat d'un ensemble de processus variés. L'altération chimique de ce secteur des Appalaches n'est pas aussi intense que celle observée dans les Blue Ridge Mountains en Virginie. De plus, l'action périglaciaire n'est pas le principal élément à avoir modelé les grains de la Gaspésie; ce qui les différencie de ceux prélevés dans les monts Torngat.
6. Les liens importants qui existent entre la topographie et le type de glaciation sont révélés par la présence de cirques sur le rebord des plateaux des monts Albert et McGerrigle et par le surcreusement des vallées principales.
7. Le ravinement plus intense dans la partie sud du secteur à l'étude témoigne d'une action glaciaire moins érosive.
8. La dispersion locale d'erratiques ainsi que leur présence concomitante à celle des felsenmeers ou des tors en zone sommitale indiquent un transport glaciaire de faible envergure et une érosion minimale sur les sommets.

6.2 Modèle glaciaire

Ces différents points marquants ainsi que tous les résultats décrits dans ce mémoire apportent des précisions sur les types d'événements glaciaires qui a façonné la Gaspésie au Wisconsinien et durant tout le Quaternaire. Les variabilités de l'altération entre les différentes zones altitudinales, la plus ou moins grande intensité de l'érosion glaciaire à travers le secteur à l'étude et le maintien de felsenmeers et de tors en zone sommitale, permettent de conclure sans équivoque que l'action glaciaire n'a pas été uniforme sur l'ensemble du territoire et qu'elle a été largement influencée par la topographie locale. L'influence glaciaire s'est fait moins sentir en haute altitude, tandis que les vallées principales ont canalisé la glace et ont subi une érosion beaucoup plus importante que les hauts sommets. En regard des résultats exposés, il est possible de répondre aux questions de départ posées au chapitre 2 :

1. Les régions sommitales de la Gaspésie n'ont pas subi un remaniement majeur par la dernière glaciation.
2. Aucun indice ne permet d'affirmer qu'il y a eu passage de l'inlandsis laurentiden sur les hautes terres gaspésiennes.
3. Ce sont des calottes locales non érosives, à base froide, qui ont permis la conservation des structures d'altération physique et chimique.

Certaines précisions méritent toutefois d'être apportées, et ces hypothèses de départ peuvent être intégrées à un schéma plus général des glaciations en Gaspésie. Différents modèles d'englaciation de la péninsule ont déjà été présentés, dont celui de David et Leblond (1985) qui fut repris dans ses grandes lignes par Charbonneau et David (1995). Selon ce modèle, il y aurait d'abord eu, dans les hautes terres gaspésiennes, une calotte régionale qui s'étendait du sud des Chic-Chocs jusqu'à l'estuaire du Saint-Laurent. Puis, dans un deuxième temps, il y aurait eu recouvrement par l'inlandsis, ce qui aurait amené un écoulement généralisé de la glace vers le sud-est. En dernier lieu, le

développement d'une baie de vélage aurait provoqué l'isolement d'une calotte appalachienne, laquelle s'est progressivement retirée vers les hautes terres de la péninsule, puis divisée en petites calottes locales.

Toutefois, les données recueillies dans cette étude, viennent nuancer ce modèle. Ainsi, il semble que les sommets aient été englacés, mais principalement par des glaciers de plateaux et de vallées. De plus, rien ne permet d'affirmer que le territoire à l'étude a été recouvert par l'inlandsis laurentidien. Il n'est cependant pas exclu que celui-ci soit parvenu jusqu'aux côtes gaspésiennes, mais l'absence de blocs et de débris grenvilliens dans les Chic-Chocs indique que les glaces gaspésiennes ont conservé une dynamique autonome qui ne permettait pas le transport des erratiques du Bouclier canadien jusque dans les Appalaches gaspésiennes. Le modèle de David et Lebus (1985) ne peut donc s'appliquer dans son ensemble. Dans ce contexte, et d'après les résultats obtenus, le modèle glaciaire proposé pour la région à l'étude serait plutôt celui de glaciers de plateaux et de calottes locales et régionales, et exclurait le passage de l'inlandsis laurentidien. De plus, la préservation de tors et de felsenmeers serait davantage liée à un modèle de recouvrement total par une glace à base froide qu'à l'ancien modèle de calotte percée par des nunataks ainsi que l'avaient suggéré au début du 20^{ème} siècle Coleman (1922), Fernald (1925) et Jones (1932).

Les données compilées ici permettent d'établir un modèle de glaciation qui se présente comme suit :

1. Les grands plateaux des monts Albert et McGerrigle ainsi que certains sommets des Chic-Chocs ont permis le développement de glaciers de plateaux qui ont pu s'évacuer vers les vallées par les cirques. À certains endroits, notamment sur le plateau des monts McGerrigle, la glace a pu être suffisamment épaisse pour amener une liquéfaction et un glissement basal. Ce phénomène aurait provoqué l'érosion d'une partie des felsenmeers et la formation de diverses formes glaciaires, telles les roches moutonnées. Sur le

mont Albert, la glace n'aurait probablement pas atteint la même épaisseur ni la même puissance érosive, assurant ainsi la préservation des tors.

2. Le relief plus disséqué au sud des monts Albert et McGerrigle et l'amplitude plus faible des montagnes de ce secteur n'auraient pas permis le développement de glaciers de plateaux. À ce stade précoce des glaciations, il est possible que ces sommets aient été dépourvus de glace ou simplement recouverts par de petits glaciers à base froide qui auraient favorisé la conservation de champs de blocs.
3. La coalescence dans les vallées principales des glaces qui provenaient des cirques et des plateaux aurait entraîné un épaissement graduel de la glace en basse altitude et une augmentation de l'érosion dans ces vallées. Parallèlement, l'agrandissement des glaces des plateaux et le développement d'une calotte régionale centrée sur les monts McGerrigle auraient occasionné le dépôt des erratiques et du matériel meuble sur les différents sommets avoisinants. La préservation des tors et des felsenmeers serait due soit au changement du régime thermique à la base de la glace avec l'altitude, soit au fait que certains de ces sommets étaient déjà recouverts par des calottes locales à base gelée.
4. Lors de la déglaciation, cette calotte Gaspésienne se serait progressivement divisée et retirée à l'intérieur des terres, permettant la survivance de certains glaciers de cirques durant le Tardiglaciaire, jusqu'à 9000 ans BP (Richard *et al.*, 1997).

6.3 Les glaciations en Gaspésie : un sujet qui reste encore à approfondir

6.3.1 Un outil chronologique : la datation cosmogénique

Bien que les présents travaux suggèrent quelques modifications au modèle d'englaciation de la Gaspésie, des recherches futures nécessiteraient l'approfondissement de certains aspects. Ainsi, il serait pertinent d'élaborer une chronologie plus précise des événements. Effectivement, la dispersion des erratiques, telle qu'elle est actuellement observée, peut être la résultante de diverses phases glaciaires du Quaternaire et ne pas être forcément reliée au dernier maximum glaciaire. De plus, l'origine pré ou interglaciaire des différentes figures d'altération (tors, champs de blocs, etc.) demanderait à être confirmée. Bien que diverses hypothèses aient été soulevées à leur sujet dans les chapitres précédents, il serait important de préciser l'âge véritable de ces formes en utilisant des méthodes de datations éprouvées. En vue d'établir avec plus de certitude une succession chronologique des événements, il pourrait être envisageable d'effectuer certaines datations cosmogéniques sur des erratiques, des tors et de la roche en place prélevés sur différents sites. Une telle méthode a été utilisée pour d'autres territoires qui présentent des difficultés d'interprétation du paysage glaciaire, notamment dans les monts Torngat (Marquette *et al.*, 2004; Marquette, 2002), à Terre-Neuve (Gosse *et al.*, 1995) et en Alaska (Briner *et al.*, 2001).

Cette méthode consiste en l'analyse des concentrations de différents nucléides cosmogéniques à l'intérieur des minéraux. Ces nucléides sont produits à la suite d'un enchaînement de réactions nucléaires. Ainsi, lorsque les particules primaires du rayonnement cosmique interagissent avec les atomes de l'atmosphère terrestre, il y a production de particules secondaires (neutrons et muons). Une certaine quantité de ces particules secondaires ont suffisamment d'énergie pour arriver jusqu'à la surface de la Terre. Au contact des roches exposées en surface, elles produisent alors *in situ* des nucléides cosmogéniques terrestres. Plus une roche est exposée longtemps à ce rayonnement cosmique, plus les concentrations de nucléides cosmogéniques terrestres à

sa surface sont élevées. De la même manière, les zones près de la surface sont celles ayant les plus fortes concentrations, tandis qu'en profondeur, ces dernières diminuent considérablement. Ces concentrations sont mesurables en laboratoire et, si on tient compte de divers paramètres (l'altitude, la latitude, l'angle d'exposition, le recouvrement par la neige ou la végétation, etc.), elles peuvent servir au calcul du temps d'exposition de la roche au rayonnement solaire (Gosse et Phillips, 2001; Gosse, 2003).

Différents nucléides cosmogéniques peuvent être utilisés pour ce type d'analyse; les plus fréquemment employés sont : ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{14}C , ^3He , ^{21}Ne (Gosse et Phillips, 2001). La sélection du nucléide approprié est fonction de différents éléments, tels l'élévation de la surface, le temps d'exposition estimé et les buts de l'étude. Pour l'analyse d'erratiques ou de la roche en place en provenance de la Gaspésie, la datation au ^{10}Be et ^{26}Al est opportune dans la majorité des cas. Il s'agit d'ailleurs de nucléides facilement mesurables à partir du quartz présent à l'intérieur de la roche (tel le granite des monts McGerrigle). Ces isotopes, avec une demie-vie respective de 1.5 millions d'années et 0.7 million d'années, peuvent permettre de déterminer des dates aussi vieilles que 1 million d'années (Easterbrook, 1999). Toutefois, le choix des isotopes utilisés pour les datations est aussi influencé, du moins en partie, par le type de matériel à dater. Ainsi, les analyses cosmogéniques sur la péridotite doivent se faire avec un autre isotope que le ^{10}Be . En effet, les résultats obtenus avec le ^{10}Be sur d'autres phases minéralogiques que le quartz et l'olivine se sont montrés peu encourageants, et la faible teneur en quartz de la péridotite rend cette technique ardue. Il semble ainsi plus approprié pour la péridotite d'effectuer des datations au ^{36}Cl (Gosse et Phillips, 2001).

L'analyse des nucléides cosmogéniques créés *in situ* peut effectivement être utile à la compréhension de l'histoire glaciaire parce qu'elle rend possible le calcul de la durée d'exposition de divers matériels aux rayons cosmiques. Par exemple, pour les blocs erratiques, la concentration de nucléides cosmogéniques terrestres est remise à zéro en raison de l'érosion, lors du transport glaciaire. La concentration de nucléides cosmogéniques présente à leur surface permet donc d'évaluer le laps de temps qui s'est écoulé depuis leur transport. Cette méthode est aussi utile pour estimer le taux d'érosion

de certaines surfaces et pour déterminer le temps qu'une roche ou qu'un sédiment a été bloqué des rayons cosmiques (par une calotte de glace, par exemple) (Gosse 2003). Il est important de noter que les dates obtenues par cosmogénie représentent toujours l'âge approximatif des surfaces étudiées. En effet, la cosmogénie dépend du flux cosmique absorbé par la surface datée. Certains phénomènes, telles la neige et la végétation, peuvent bloquer l'absorption de radiations cosmiques, tandis que l'érosion des surfaces peut produire un « rajeunissement » des roches.

Dans le cadre de cette recherche, une seule date au ^{10}Be a pu être obtenue grâce à la collaboration du Dr John Gosse, du Dalhousie Cosmogenic Nuclide Laboratory. Le temps de préparation des échantillons et les coûts reliés à ces analyses n'ont pas permis d'en obtenir d'avantage. L'échantillon daté provient d'un erratique de granite déposé sur un tor sur le sommet sud du mont Albert (voir numéro 1, sur la Figure 6.1). La date obtenue pour cet erratique révèle un âge de 13.2 ka. À elle seule, cette date est intéressante et indique que :

1. L'erratique a été transporté durant la dernière glaciation.
2. La glace ayant transporté cet erratique n'a pas eu une forte action érosive et a ainsi préservé les tors.
3. Cette faible action érosive peut être due soit à une glace mince, soit au fait que les tors étaient protégés par une mince calotte à base froide. Cette glace à base froide se serait développée sur le plateau du mont Albert, avant le passage de la glace qui a transporté l'erratique. Il s'agirait ainsi d'une glaciation multiphasique.
4. La déglaciation du plateau du mont Albert s'est effectuée légèrement avant celle des cirques et des vallées avoisinantes, datée à 10.5 ka par les analyses au ^{14}C (Richard *et al.*, 1997). Cette date, obtenue par Richard *et al.* (1997), sur les sédiments organiques du Lac du Diable n'est toutefois pas calibrée

pour l'effet du réservoir atmosphérique, et serait plutôt autour de 12 ka, (une fois calibrée), ce qui se rapproche de l'âge cosmogénique de l'erratique en zone sommitale (13.2 ka). La date antérieure de l'erratique indique tout de même que les plateaux étaient recouverts d'une glace relativement mince qui a pu se retirer rapidement, avant la fonte des glaces plus épaisses des vallées et des cirques.

Bien qu'une seule date ne soit pas suffisante pour effectuer des généralisations à l'ensemble des zones sommitales de la Gaspésie, il appert toutefois que ce résultat va dans le sens du modèle glaciaire proposé jusqu'ici : le sommet du mont Albert semble avoir été recouvert par une glace mince qui a permis son dégagement précoce et il n'aurait donc pas été envahi par les glaces épaisses de la calotte laurentidienne. D'autres erratiques, en provenance de sommets périphériques, devraient aussi être prélevés et analysés afin d'obtenir un plus large éventail de dates et pour déterminer si les événements glaciaires des différentes montagnes sont similaires.

La datation de tors et de roche en place de péridotite du mont Albert serait aussi très intéressante. Ces datations s'avèrent justifiées puisque les éventuelles différences existant entre les dates des erratiques et celles des tors sous-jacents pourraient permettre de certifier que les tors sont antérieurs à la dernière glaciation et que le dépôt des erratiques s'est effectué par une calotte à faible capacité érosive.

En vue d'un approfondissement de ces recherches, la datation d'échantillons de roche en provenance de plusieurs tors du sommet du mont Albert devrait être entreprise. À cette fin, des échantillons ont déjà été prélevés sur 2 sites (numéros 2 et 3 sur la Figure 6.1), mais n'ont pas encore été analysés. Une dissemblance dans les dates des divers tors, pourrait s'expliquer par une érosion différente d'un tor à l'autre; érosion possiblement attribuable à l'action glaciaire. Inversement, des dates semblables indiqueraient que des processus similaires ont façonné l'ensemble des tors. À ces échantillons, il serait intéressant d'en ajouter un du sommet du mont Olivine. Cette montagne d'une altitude de 670 m, localisée en périphérie du mont Albert, démontre une bonne érosion glaciaire

(numéro 4 sur la Figure 6.1). Les données cosmogéniques recueillies sur cette surface indiqueraient le degré d'érosion de ce sommet et pourraient servir de point de comparaison pour les tors du plateau du mont Albert. Le même exercice serait aussi souhaitable pour la roche en place de d'autres sommets de la région, notamment les monts McGerrigle (numéro 5 sur la Figure 6.1) où un couvert de felsenmeer et certains saprolites partagent l'espace avec des surfaces modelées par la glace (cirques et roches moutonnées).

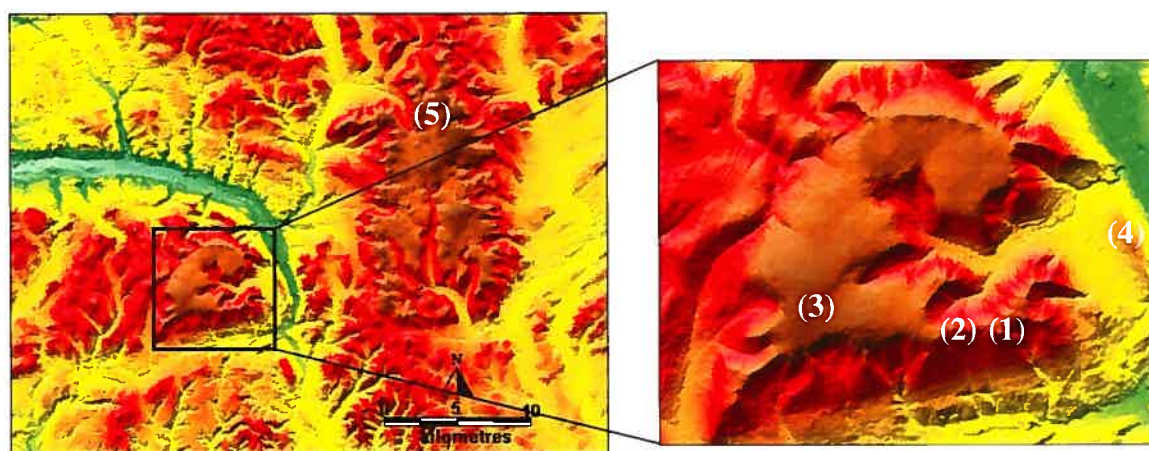


Figure 6.1 : Localisation des sites d'échantillonnage pour la datation cosmogénique

Ainsi, l'application de cette méthode pourrait non seulement aider à déterminer le moment du dépôt des différents erratiques, mais pourrait aussi donner d'importantes indications sur le degré d'érosion des diverses surfaces et, ce faisant, préciser quel fut l'impact glaciaire dans cette région. En plus d'éclairer la question du type d'englaciation qui a eu lieu dans ce secteur, l'application de la datation cosmogénique fermerait le débat quant à l'origine pré ou postglaciaire de certaines formes d'altération, tels les tors et les felsenmeers.

6.3.2 La modélisation de la glace gaspésienne

Cette étude, tout en apportant certaines précisions quant à la dynamique glaciaire ayant eu cours dans les Chic-Chocs, reste tout de même limitée à un secteur très localisé

de la Gaspésie. Mais, pour une meilleure compréhension des événements glaciaires qui ont eu lieu dans la péninsule, un plus vaste territoire devrait être exploré. Certaines méthodes utilisées dans le cadre de cette étude (telle la notation des erratiques et de leur limite altitudinale) pourraient ainsi être appliquées à d'autres secteurs, notamment à la zone qui s'étend du sud des Chic-Chocs jusqu'à la baie des Chaleurs, région dont l'histoire glaciaire est encore sous-étudiée. Une compilation de ces informations sur un axe nord-sud à travers toute la péninsule, fournirait d'importantes données quant à l'écoulement de la glace et à sa dynamique sous-glaciaire selon les différents reliefs. La collecte de telles données pourrait d'ailleurs servir à la création d'un modèle informatique de l'écoulement global de la glace en Gaspésie. Ce type de projet dépasse toutefois le cadre de ce mémoire de maîtrise, mais les données recueillies ici (tout comme celles de Olejczyk et Gray, 2003; Olejczyk, 2006) pourraient y être intégrées.

Ce type de modélisation de l'écoulement glaciaire a déjà été réalisé pour d'autres régions du monde, notamment par l'université du Maine qui a créé l'UMISM (University of Maine Ice Sheet Model). Un tel modèle est plus qu'une simple description des événements glaciaires à partir de données géomorphologiques. Il consiste plutôt en la création, à l'aide des données topologiques et climatiques, d'une image assez flexible pour changer au cours du temps, comme l'ont fait les véritables calottes glaciaires. Une modélisation informatique, en jouant avec différents paramètres, telles la déformation, l'eau de fonte à la base du lit ou les températures internes, propose donc des scénarios probables qui illustrent les événements glaciaires passés (Fastook, 1994, 2002, 2003). La création d'un tel modèle pourrait certainement être pertinente pour mieux comprendre les événements glaciaires de la Gaspésie. Le débat concernant le type d'englaciation n'est pas encore clos et les modèles informatiques constitueraient la seule arène pour effectuer différents types d'expérimentation sur la calotte gaspésienne. En vue de l'élaboration de ces modèles, une collaboration avec un glaciologue spécialiste en modélisation serait nécessaire. Les données de terrains recueillies dans des recherches, comme celles présentées dans ce mémoire, pourraient ainsi servir de base à la construction de modèles informatiques. Inversement, les modèles ainsi créés fourniraient d'autres avenues pour comprendre les données de terrains.

6.4 Conclusion

Ainsi, les résultats présentés dans ce mémoire précisent quelle fut l'influence des glaciations dans les zones sommitales et suggèrent un modèle de glaciers de plateaux et de calottes locales, lesquels ont eu, en fonction de l'altitude, un impact variable sur le paysage. L'hypothèse du passage de l'inlandsis laurentidien à travers les hautes terres gaspésiennes a été supplantée par celle d'une calotte locale à dispersion radiale en provenance des monts McGerrigle. Les glaces minces auraient alors peu perturbé les sommets et la déglaciation des hauts plateaux sommitaux aurait donc pu s'amorcer rapidement.

Les données recueillies ici, bien qu'elles apportent certains éclaircissements, ouvrent aussi la porte à des études plus approfondies de l'englaciation des sommets. Les processus glaciaires ayant façonné la région étudiée sont complexes, et beaucoup de travail reste à faire pour établir une reconstitution paléogéographique fidèle des événements glaciaires de la péninsule gaspésienne. Il s'agit d'une démarche évolutive qui pourra sans cesse être enrichie par des analyses chimiques plus pointues et par l'utilisation de nouvelles techniques de recherche toujours plus perfectionnées et rigoureuses, telles la datation cosmogénique, l'imagerie satellitaire ou la modélisation par ordinateur.

Références

- Aldruino, E., Barberis, E., Ajmone Marsan, F., Zanini, E. et Franchini, M. 1986. Iron oxides and clay minerals within profiles as indicators of soil age in northern Italy. *Geoderma*, 37: 45-55.
- Alcock, F.J. 1926. Mount Albert Map-Area, Québec. Commission géologique du Canada, mémoire 144, 75 p.
- Alcock, F.J. 1944. Further information on glaciation in Gaspé, Transactions of the Royal Society of Canada, 38, section 4, pp. 15-21.
- Alexander, E.B. 1974. Extractable iron in relation to soil age on terraces along the Truckee River, Nevada. *Soil Science Society of America Proceedings*, 38: 121-124.
- Allard, M. et Tremblay, G. 1981. Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35 : 105-125.
- Allen B.L. et Hajek B.L. 1989. Mineral occurrence in soil environments. *Dans Minerals in soil environments. Seconde édition. Éditeurs : J. B. Dixon et S.B. Weed. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, Book Series 1*, pp. 199- 278.
- André, M.F. 2003. The geomorphic impact of glaciers as indicated by tors in north Sweden (Aurivaara, 68° N). *Geomorphology*, 57: 403-321.
- Ballantyne, C.K. 1998. Age and significance of mountain-top detritus. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9: 327-345.
- Barnhisel, R.I. et Bertsch, P.M. 1989. Chlorites and hydroxy-interlayered vermiculite and smectite. *Dans Minerals in soil environments. Seconde édition. Éditeurs : J.B. Dixon et S.B. Weed. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, Book Series1*, pp. 729- 779.
- Baron-Lafrenière, L. 1983. Géomorphologie glaciaire de la région du mont Jacques-Cartier, Gaspésie. Mémoire de M.Sc., Université de Montréal, Montréal, Québec, 140 p.
- Baulmer, R., Zech, W., Heuberger, H. et Weber-Diefenbac, K. 1991. Investigations on intensity of weathering of soils developed from glacial and fluvioglacial deposits and their relationship with the history of the landscape in the Mt Everest Region. *Geoderma*, 48: 223-243.
- Beaudin, J. 1980. Région du mont Albert et du lac Cascapédia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Rapport DPV-705, 83 p.

- Bédard, P. 1993. Postglacial and pre-last-glacial weathering of till on the high plateaus of Central Gaspésie, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30:1853-1860.
- Bédard, P. et David, P.P. 1991. La météorisation sur les hauts plateaux de la Gaspésie (Québec): quelques aspects. *Géographie physique et Quaternaire*, 45 : 195-211.
- Bell, R. 1863. On the superficial geology of the Gaspé Peninsula. *Canadian Naturalist and Geologist*, 8: 175-183.
- Birkeland, P.W. 1974. *Pedology, weathering and geomorphological research*. Oxford University Press, New York, 285 p.
- Birkeland, P.W. 1999. *Soils and Geomorphology*. 3^e édition. Oxford University Press, New York, 372 p.
- Blaise, B. 1987. Clay-mineral assemblages from late Quaternary deposits on Vancouver island, southwestern British Columbia, Canada. *Quaternary Research*, 31: 41-56.
- Boelhouwers, J. 2004. New perspectives on autochthonous blockfield development. *Polar Geography*, 28: 133-146.
- Borthwick, J. et Harmon, R.S. 1982. A note regarding ClF₃ as an alternative to BrF₅ for oxygen isotope analysis. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 46 : 1665-1668.
- Bostock, H.S. 1970. Physiographic subdivisions of Canada. *Dans Geology and Economic Minerals of Canada*. Éditeur: R.J.W. Douglas, Department of Energy, Mines and Ressources, Geological survey of Canada, Economic Geology, Rapport 1, pp. 9-30.
- Bouchard, M. et Pavich, M.J. 1989. Characteristics and significance of pre-Wisconsinian saprolites in the northern Appalachians. *Zeitschrift für Geomorphologie (suppléments)*, 72: 125-137.
- Bouchard, M., Jolicoeur, S. et Pierre, G. 1995. Characteristics and significance of two pre-late-Wisconsinian weathering profiles (adirondacks, USA and Miramichi Highlands, Canada). *Geomorphology*, 12: 75-89.
- Boudreau, F. et Payette, S. 1974. Le mont Jacques-Cartier, Parc de la Gaspésie. De toute urgence. Québec, 5 (1), pp. 3-18.
- Briner, J.P., Swanson, T.W., et Caffee, M. 2001. Late Pleistocene Cosmogenic ³⁶Cl Glacial chronology of the southwestern Ahklun Mountains, Alaska. *Quaternary Research*, 56:148-154.

- Briner, J.P., Miller, G.H., Davis, P.T., Bierman, P.R. et Caffee, M. 2003. Last Glacial Maximum ice sheet dynamics in Arctic Canada inferred from young erratics perched on ancient tors. *Quaternary Science Reviews*, 22: 437- 444.
- Brisebois, D., Lachambre, G. et Piché, G. 1991. Carte géologique, péninsule de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 91-21, carte n°2146, échelle 1 :250 000.
- Bull, P.A. 1981. Environmental reconstruction by electron microscopy. *Progress in Physical Geography*, 5: 369-397.
- Bull, P.A. et Goudie, A.S. 1987. An examination of the ability of environmental reconstruction by SEM Studies: A case study from the plateau drift deposits of Oxfordshire, England. *Dans Clastic Particles. Éditeur: John Marshall, Van Nostrand Reinhold, New York*, pp.36-50.
- Bull, P.A., Goudie, A.S., Williams, D.P. et Watson, A. 1987. Colluvium: a scanning electron microscope analysis of a neglected sediment type. *Dans Clastic Particles. Éditeur: John Marshall, Van Nostrand Reinhold, New York*, pp.16-35.
- Caine, N. 1968. The Blockfields of Northeastern Tasmania. Department of Geography, Research School of Pacific Studies, Australian National University, Publication G/6.
- Chalmers, R. 1895. Résumé des travaux sur la géologie de surface de certaines parties du Nouveau-Brunswick, de la Nouvelle-Écosse et du Québec. Commission Géologique du Canada, Rapport annuel (1894), partie A, pp. 92-95.
- Chalmers, R. 1905. Géologie des dépôts superficiels de la partie orientale de la province de Québec. Commission géologique du Canada, Rapport annuel (1904), 16, partie A, pp. 257-270.
- Charbonneau, R. 1995. Érosion et dispersion glaciaire en Gaspésie. Thèse de PhD., Université de Montréal, Montréal, Québec, 181 p.
- Charbonneau, R. et David, P.P. 1993. Glacial dispersal of rock debris in central Gaspésie, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30: 1697-1707.
- Charbonneau, R. et David, P.P. 1995. A shear-diffusion model of till genesis on the dispersal pattern of indicator rocks in the Grand-Volume till of central Gaspésie, Québec, Canada. *Boreas*, 24: 281-292.
- Chauvin, L. 1984. Géologie du Quaternaire et dispersion glaciaire en Gaspésie, région de Mont-Louis-Rivière-Madeleine. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Rapport ET 83-19, 33 p.

- Chauvin, L. et David, P.P. 1987. Dispersion glaciaire d'erratiques en Gaspésie et ses applications. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Rapport ET 86-01, 66 p.
- Churchman, G.J. 2000. The alteration and formation of soil minerals by weathering. *Dans* Handbook of soil science. *Éditeur en chef*: Malcom E. Sumner, CRC press, Boca Raton, Florida, pp. 3-76.
- Clayton, R.N. et Mayeda, T.K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 27 : 43-52.
- Coleman, A.P. 1922. Physiography and glacial geology of Gaspé peninsula, Québec. Geological Survey of Canada, Bulletin 34, 54 p.
- Courchesne, F., et Savoie, S. 1991. Méthodes de laboratoire en pédologie. Notes et documents, Département de géographie, Université de Montréal, Québec, 56 p.
- Craig, H. 1961. Isotopic variation in meteoric waters. *Science*, 133 : 1702-1703.
- Crook, K.A.W. 1968. Weathering and roundness of quartz sand grains. *Sedimentology*, 11: 171-192.
- Csiki, M. 2002. Évolution des formes et dépôts et les fluctuations du niveau marin dans la vallée de Mont-Louis, Gaspésie septentrionale, Québec, pendant et depuis la dernière glaciation jusqu'à nos jours. Mémoire de M.Sc., Département de géographie, Université de Montréal, Montréal, Québec, 85 p.
- Dahl, E. 1987. The nunatak theory reconsidered. *Ecological Bulletins*, 38:77-94.
- Dahl, R. 1966. Block fields, weathering pits and tor-like forms in the Narvik Mountains, Nordland, Norway. *Geographiska Annaler*, 48A: 55-85.
- David, P.P. et Bédard, P. 1986. Stratigraphy of the McGerrigle Mountains granite trains of Gaspésie. *Dans* Current Research, Part B, Geological survey of Canada, Paper 86-1B, pp.319-328.
- David, P.P. et Lasalle, P. 1987. Glaciation in Gaspésie: Facts and hypotheses. Program with Abstracts, 12^e congrès, International Union for Quaternary Research (INQUA), Ottawa, juillet 1987, p.153.
- David, P.P. et Leblond, J. 1985. Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada. *Dans* Late Pleistocene history of northeastern New England and adjacent Quebec. *Éditeurs*: H.J.W. Borns, P. Lasalle et W.B. Thompson. Geological Society of America, Special Paper 197, pp.85-109.

- David, P.P., Bédard, P. et Charbonneau, R. 1988. Stratigraphy and geochemistry of the McGerrigle granite trains of Gaspésie, Québec. *Dans* Current Research, part B, Geological Survey of Canada, Paper 88-1B, pp.187-199.
- Day, J.H. et McMenamin, J. 1983. Système d'informatique des sols au Canada (SISCan): manuel de description des sols sur le terrain : révision 1982. Atelier sur les données pédologiques, Comité canadien d'experts sur la prospection pédologique, Institut de recherches sur les terres, Agriculture Canada, Ottawa, Rapport technique 82-52, 190 p.
- De Römer, H.S. 1977. Région des monts McGerrigle. Ministère des Richesses naturelles, Rapport géologique 174, 233 p.
- Dionne, J.C. 2002. Les erratiques de dolomie à Rivière-Blanche, côte sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent : un indicateur de transport glaciaire et glacié. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39:1239-1255.
- Dixon, J.B. 1989. Kaolin and serpentine group minerals. *Dans* Minerals in soil environments. Seconde édition. *Éditeurs* : J. B. Dixon et S.B. Weed. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, Book Series 1, pp. 467-519.
- Dixon, J.C. et Young, R.W. 1981. Character and origin of deep arenaceous weathering mantles on the Bega batholith, southeastern Australia. *Catena*, 8: 97-109.
- Dyke, A.S. 1976. Tors and associated weathering phenomena Somerset island, district of Franklin. Geological Survey of Canada, Paper 76-1-B.
- Dyke, A.S. et Prest, V.K. 1987. Late Wisconsinian and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41 : 237-263.
- Environnement Canada. 28 mai 2004. Normales climatiques au Canada 1971-2000, Cap-Seize, Québec, réf. du 2 juin 2004,
http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate_normals/results_f.html
- Easterbrook, Don. 1999. Surface processes and landforms. Seconde édition, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 546 p.
- Epstein, S. 1959. The variation of the O^{18}/O^{16} ratio in nature and some geologic implication. *Dans* Researches in Geochemistry, *Éditeur*: P.H. Abelson, New York, Vol. 1, pp. 217-237.
- Evans, I.S. et Cox, N. 1974. Geomorphology and the operational definition of cirques. *Area*, 6: 150-153.
- Fastook, J.L. 1994. Modelling de ice age: the finite-element method in glaciology. *IEEE Computational Science and Engineering*, 1: 55-62.

- Fastook, J.L. 2002. University of Maine Ice Sheet Model (UMISM), réf. du 7 septembre 2005, <http://www.tulip.umcs.maine.edu/~shamis/umism/umism.html>
- Fastook, J.L. 2003. New developments in UMISM: mass balance and temperatures. Program and abstracts, CANQUA-CGRG, Dalhousie University, Halifax, Nova-Scotia, Juin 2003, p. A27.
- Fernald, M.L. 1925. Persistence of plants in unglaciated areas of boreal America. *Memoirs of the American Academy of Arts and Sciences*, 15: 241-342.
- Flint, R.F. 1971. *Glacial and Quaternary geology*. Éditeurs: John Wiley and Sons. New York, New York, 892 p.
- Flint, R.F., Demorest, M. et Washburn, A.L. 1942. Glaciation of Shickskock Mountains. *Bulletin of the Geological Society of America*, 53:1211-1230.
- Fréchette, B. 1994. Le till pollinifère de la région du cratère du Nouveau-Québec, Ungava, Québec. Mémoire de M.Sc., Université de Montréal, Montréal, Québec, 209 p.
- Furbish, D.J. et Andrews J.T. 1984. The use of hypsometry to indicate long term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. *Journal of Glaciology*, 30: 199-211.
- Gagnon, R.-M. 1970. Le climat des Chic-Chocs. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, Service de la météorologie, Rapport M.P.-36, 103 p.
- Gagnon, S. 1997. Géomorphologie du Quaternaire récent, dispersion glaciaire et paléoenvironnements de la région de Marsoui, Gaspésie septentrionale, Québec. Mémoire de M.Sc., Département de géographie, Université de Montréal, Montréal. Québec.
- Gagnon, Y.D. et Jamieson, R.A. 1986. Étude de la semelle métamorphique du complexe du mont Albert, Gaspésie, Québec. *Dans Current research, part B, Geological survey of Canada, Paper 86-1B*, pp.1-10.
- Gangloff, P. 1983. Les fondements géomorphologiques de la théorie des paléonunataks : le cas des Monts Torngats. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 47:109-136.
- Gilg, H.A., Weber, B., Kasbohm, J. et Frei, R. 2003. Isotope geochemistry and origin of illite-smectite and kaolinite from the Seilitz and Kemmlitz kaolin deposits, Saxony, Germany. *Clay minerals*, 38: 95-112.
- Glasser, N.F. 1995. Modelling the effect of topography on ice sheet erosion, Scotland. *Geografiska Annaler*, 77A: 67-82.

- Gosse, J.C. 2003. Cosmogenic nuclide exposure dating in Canada: New strategies, old landscape, new questions. Program and abstracts, CANQUA-CGRG, Dalhousie University, Halifax, Nova-Scotia, Juin 2003, p. A41.
- Gosse, J.C. et Phillips, F.M. 2001. Terrestrial *in situ* cosmogenic nuclides: theory and application (Reviews). *Quaternary Science Reviews*, 20: 1475-1560.
- Goudie, A., Lewin, J., Richards, K., Anderson, M., Burt, T., Whalley, B. et Worsley, P. 1981. *Geomorphological Techniques, Édité pour:* British Geomorphological Research Group, Allen and Unwin, London, 395 p.
- Grant, D.R. 1977. Glacial style and ice limits, the quaternary stratigraphic record and changes of land and ocean level in the Atlantic Provinces, Canada. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 247-260.
- Gray, J.T. et Borduas, G. 1978. Glacial limits in the Chic-Chocs Mountains, Gaspésie, Quebec. Abstract with programs, Congrès de l'Association géologique du Canada. Toronto, pp.411-412.
- Gray, J.T. et Brown, R.J.E. 1979. Permafrost existence and distribution in the Chic-Chocs Mountains, Gaspésie, Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, 33 : 299-316.
- Gray, J.T. et Brown, R.J.E. 1982. The influence of terrain factors on the distribution of permafrost bodies in the Chic-Choc mountains, Gaspésie, Québec. The Roger Brown Memorial Volume, Proceedings 4th Canadian Permafrost Conference, Calgary, Alberta, pp. 23-35.
- Gray, J.T., Boudreau, F., Héту, B., Labelle, C., et Baron-Lafrenière, L. 1981. Les zones d'altération et le problème des limites glaciaires. Excursion et colloque de L'AQQUA et la CANQUA en Gaspésie organisés sous la direction de J. T. Gray, livret guide, 166 p.
- Gray, J.T. et 19 coll. 1987. Processus et paléoenvironnements du Quaternaire dans la péninsule Gaspésienne et au Bas Saint-Laurent, XII^e congrès de L'INQUA, livret guide de l'excursion C-4, Conseil national de recherche du Canada, 85 p.
- Greenwood, M. et Humphrey, N. 2002. Non linear regression for describing glaciated valley profiles. *Éditeurs:* E. J., Wegman, A. Braverman, Computing Science and Statistics, Proceedings of the 34th symposium on the interfaces, Montreal, Québec, Avril 2002, pp.1-9.
- Harbor, J.M. 1992. Numerical modelling of the development of U shaped valleys by glacial erosion. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1364-1375.
- Harbor, J.M. et Wheeler, D.A. 1992. On the mathematical description of glaciated valley cross sections, *Earth Surface Processes and Landforms*, 17: 477-485.

- Hétu, B. 1986. L'influence du contexte géomorphologique quaternaire sur la dynamique postglaciaire des versants raides de la Gaspésie septentrionale. Thèse de Ph.D., Université de Montréal, Montréal, Québec, 2v.
- Hétu, B. et Gray, J.T. 1985. Le modelé glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39 : 47-66.
- Hétu, B et Gray, J.T. 2000. Les étapes de la déglaciation dans le nord de la Gaspésie (Québec) : Les marges glaciaires des Dryas ancien et récent. *Géographie physique et Quaternaire*, 54 : 5- 40.
- Houde, A. 1978. Atlas climatologique du Québec : température, précipitation. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, M-36, 42 p.
- Howard, J.L., Amos, D.F. et Daniels, W.L. 1995. Micromorphology and dissolution of quartz sand in some exceptionally ancient soils. *Sedimentary Geology*, 105: 51-62.
- Hsu, P.H. 1989. Aluminium oxides and oxyhydroxides. *Dans Minerals in soil environments*. Seconde édition. *Éditeurs* : J. B. Dixon et S.B. Weed. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, Book Series 1, pp. 331-379.
- Islam., M.R., Peuraniemi, V., Aario, R. et Rojstaczer, S. 2002. Geochemistry and mineralogy of saprolite in Finnish Lapland. *Applied Geochemistry*, 17: 885-902.
- Ives, J.D. 1958. Mountain-top detritus and the extent of the last glaciation in northeastern Labrador-Ungava. *The Canadian Geographer*, 12: 25-31.
- Ives, J.D. 1978. The maximum extent of the Laurentide ice sheet along the east coast of North America during the last glaciation. *Arctic*, 31: 24-53.
- Jones, I.W. 1932. The table top Map-Area, Gaspé Péninsula, Bureau des Mines, Québec, Rapport annuel (1931), part D.
- Kahle, M., Kleber, M., Jahn, R. 2002. Review of XRD-based quantitative analyses of clay minerals in soils : the suitability of mineral intensity factors. *Geoderma*, 107 : 197-206.
- Kerr, A.R. 1993. Topography, climate and ice masses: a review. *Terra Nova*, 5: 332-342.
- Krinsley, D.H. et Doornkamp, J.C. 1973. Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge University Press, Cambridge, U.K, 91 p.
- Lachambre, G. et Brisebois, D. 1990. Géologie de la Gaspésie, mont Albert. Ministère des ressources naturelles, Québec, feuillet 22B/16, échelle 1:50 000.

- Lasalle, P. et De Kimpe, C. 1989. Saprolites and related materials in Québec, *Zeitschrift für Geomorphologie (suppléments)*, 72: 139-147.
- Lawrence, J.R. 1970. O18/O16 and D/H ratios of soils, weathering zones and clay deposits. Thèse de Ph.D., California Institute of Technology, 272 p.
- Lawrence, J.R. et Meaux, J.R. 1993. The stable isotopic composition of ancient kaolinites of North America *Dans Climate Change in Continental Isotopics Records. Éditeurs : Swart, K. et al., AGU, Washington, Geophysical Monograph, 78 : 249-261.*
- Lawrence, J.R. et Taylor, H.P. 1972. Hydrogen and oxygen isotope systematics in weathering profiles, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36 : 1377-1393.
- Lebuis, J. et David, P.P. 1977. La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 275-296.
- Leonard, E. 1984. Late Pleistocene Equilibrium-Line Altitudes and modern snow accumulation patterns, San Juan Mountains, Colorado, U.S.A.. *Actic and Alpine Research*, 16: 65-76.
- LeRibault, L. 1977. L'exoscopie des quartz, techniques et méthodes sédimentologiques. Masson, Paris, 150 p.
- Levine, E.R. et Ciolkosz E.J. 1983. Soil development in till of various ages in Northeastern Pennsylvania. *Quaternary Research*, 19: 85-99.
- Lindé, K. et Mycielska-Dowgiallo, E. 1980. Some experimentally produced microtextures on grain surfaces of quartz sand. *Geografiska Annaler*, 62A:171-184.
- Linton, D.L. 1955. The problem of tors. *Geographical Journal*, 121: 470-487.
- Löken, O. 1962. On the vertical extent of glaciation in northeastern Labrador, Ungava. *The Canadian Geographer*, 6: 106-119.
- Mahaney, W.C. 2002 *Atlas of sand grain surface textures and applications*. Oxford University Press, Oxford, New York, 237 p.
- Mahaney, W.C. et Kalm, V. 1995. Scanning electron microscopy of Pleistocene tills in Estonia. *Boreas*, 24: 13-29.
- Mailhiot, A. 1918. Géologie du mont Albert, comté de Gaspé, P.Q., Rapport sur les opérations minières dans la province de Québec, Service des Mines du Québec. Rapport annuel (1917), pp.159-163.

- Malo, M. et Béland, J. 1989. Acadian strike-slip tectonics in the Gaspé region, Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 1764-1777.
- Malo, M., Cousineau, P.A., Sacks, P.E., Riva, J.F.V., Asselin, E. et Gosselin, P. 2001. Age and composition of the Ruisseau Isabelle Mélange along the Shickshock Sud fault zone: constraints on the timing of mélanges formation in the Gaspé Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38: 21-42.
- Manley, G. 1955. On the occurrence of ice domes and permanently snow-covered summits. *Journal of Glaciology*, 2: 453-456.
- Marquette, G.C. 2002. La persistance des felsenmeers des Monts Torngat et Kaumajet durant la glaciation wisconsinienne expliquée par des analyses pédologiques, chronologiques et spatiales. Mémoire de M.Sc., Université de Montréal, Montréal, Québec, 123 p.
- Marquette, G.C., Gray, J.T., Gosse, J.C., Courchesne, F., Stockli, L., MacPherson, G. et Finkel, R. 2004. Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41: 19-38.
- McBride, M.B. 1994. *Environmental chemistry of Soils*, Oxford University Press, Oxford, U.K, 406 p.
- McGerrigle, H.W. 1952. Pleistocene glaciation of Gaspé peninsula. *Transactions of the Royal Society of Canada*, 46 (4): 37-51.
- McGerrigle, H.W. 1959. Région de la rivière Madeleine, district de Gaspé-Nord. Ministère des Mines, Québec, Rapport géologique 77, 54 p.
- Mellor, A. et Wilson, M.J. 1989. Origin and significance of gibbsitic Montane soils in scotland, U.K. *Arctic and Alpine Research*, 21: 417-424.
- Millot, G. 1963. *Géologie des argiles, altérations, sédimentologie, géochimie*. Masson, Paris, 499 p.
- Oades, J. M. 1989. An introduction to organic matter in mineral soils. *Dans Minerals in soil environments*. Seconde édition. *Éditeurs* : J. B. Dixon et S.B. Weed. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, Book Series1, pp. 89-160.
- Olejczyk, P. 2006. Géologie quaternaire de la région au nord du Mont Albert : géochimie et écoulement glaciaire. Mémoire de M.Sc., Université de Montréal, Montréal, Québec, 280 p.

- Olejczyk, P. et Gray, J.T. 2003. Evidence of gneiss lithologies in northern Gaspésie. Program and abstracts, CANQUA-CGRG, Dalhousie University, Halifax, Nova-Scotia, Juin 2003, p. A84.
- Ollier, C.D. 1983. Weathering or hydrothermal alteration?. *Catena*, 10: 57-59.
- Ollerenshaw, N.C. 1967. Région de Cuoq-Langis, comtés de Matapédia et de Matane. Ministère des Richesses naturelles, Rapport géologique 121, 230 p.
- Ottner, F. Gier, S., Kuderna, M. et Schwaighofer, B. 2000. Results of an inter-laboratory comparison of methods for quantitative clay analysis. *Applied clay science*, 17 : 223-243.
- Pagé, P. 1999. Les grandes glaciations: l'histoire et la stratigraphie des glaciations continentales dans l'hémisphère Nord. Seconde édition, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, 492 p.
- Payette, S. et Boudreau, F. 1984. Évolution postglaciaire des hauts sommets alpins et subalpins de la Gaspésie. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21: 319-335.
- Payne, A. et Sugden, D.E. 1990. Topography and ice sheet growth. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 625-639.
- Pettijohn, F.J. 1957. Sedimentary rocks. Seconde édition, Harper and Row, New York, 628 p.
- Pincivy, A. Malo, M., Ruffet, G., Tremblay, A. et Sacks, P.E. 2003. Regional metamorphism of the Appalachian Humber zone of Gaspé peninsula: 40 Ar/39Ar evidence for crustal thickening during the Taconian orogeny. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40: 301-315.
- Prudencio, M.I., Sequeira Braga, M.A., Paquet, H., Waerenborg, J.C., Pereira, L.C.J. et Gouveia, M.A. 2002. Clay mineral assemblages in weathered basalt profiles from central and southern Portugal: climatic significance. *Catena*, 49: 77-89.
- Pye, K. et Mazullo, J. 1994. Effects of tropical weathering on quartz grain shape: an example from northeastern Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, A64: 500-507.
- Rea, B.R., Whalley, W.B., Rainer, M.M. et Gordon, J.E. 1996. Blockfields, old or new-evidence and implications from some plateaus in northern Norway. *Geomorphology*, 15: 109-121.
- Rea B., Whalley, W.B., Evans D.J.A., Gordon, E.G. et McDougall, D.A. 1998. Plateau icefields : geomorphology and dynamics. *Dans Quaternary Proceedings. Éditeurs: L.A. Owen John Wiley & Sons Ltd., Chichester, U.K., Vol.6, pp. 35-54.*

- Renfro, H.B. et Feray, D.E. 1970. United States geological highway map. Series of the Mid Atlantic region, The American association of petroleum geologists, Tulsa, Map n°4, échelle: 1:1 875 000.
- Richard, P.J.H., Veillette, J., Larouche, A.C., Hétu, B., Gray, J.T. et Gangloff, P. 1997. Chronologie de la déglaciation en Gaspésie : nouvelles données et implications. *Géographie physique et Quaternaire*, 51 : 163-184.
- Richardson, J. 1857. On the topography and geology of Magdalen river and part of the Gaspé Peninsula from Magdalen river to Gaspé Bay, and of Lake St John. Geological Survey of Canada, Department program, pp. 29-93.
- Robert., J.L. 1966a. Région du mont Hog's Back, comté de Gaspé-nord. Ministère des Richesses naturelles, Québec, Rapport préliminaire 540, 27 p.
- Robert., J.L. 1966b. Région du mont Vallières-de-Saint-Réal, comté de Gaspé-nord. Ministère des Richesses naturelles, Québec, Rapport préliminaire 549, 19 p.
- Rogerson, R.J. et Hudson H.M. 1983. Quartz surface microtexture and grain size characteristics of Quarternary sediments in the Porcupine Strand area of coastal Labrador, Newfoundland, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 377-387.
- Ross, G.J., Kodama, C., Wang, C., Gray, J.T. et Baron- Lafrenière, L. 1983. Halloysite from a strongly weathered soil at Mont Jacques-Cartier, Québec. *Soil Science Society of America Journal*, 47: 327-332.
- Ross, G.J. et Wang, C. 1993. Extractable Al, Fe, Mn and Si. *Dans* Soil sampling and methods of analysis. *Éditeurs* : M.R. Carter. Lewis Publishers, Ann Arbor, Michigan, pp. 239-246.
- Savin, S.M. et Epstein S. 1970. The oxigen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 34 : 25-42.
- Ségalen, P. 1973. L'aluminium dans les sols. Office de la recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, Initiations-documentations techniques n° 22, 281 p.
- Sequeira Braga, M.A., Paquet, H. et Begonha, A. 2002. Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal) : granitic saprolites and arenization. *Catena*, 49: 41-56.
- Sheppard, S.M.F. 1977. The cornubian batholith, SW England : D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of kaolinite and other alteration minerals. *Journal of geological society of London*, 1933 : 573-591.

- Slivitzky, A., St-Julien, P. et Lachambre, G. 1988. Synthèse géologique du cambro-ordovicien du nord de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles, Québec, Rapport ET 88-14, 61 p.
- Soares, M.R., Alleoni, L.R.F. et Torrado, P.V. 2005. Mineralogy and ion exchange properties of the particle size fractions of some Brazilian soils in tropical humid areas. *Geoderma*, 35: 291-302 p.
- St-Julien, P. et Hubert, C. 1975. Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. *American Journal of Science*, 275-A: 337-362.
- Sugden, D.E. 1974. Landscape of glacial erosion in Greenland and their relationship to ice, topographic and bedrock conditions. *Progress in Geomorphology* : Institute of British Geographer, Special publication 7, pp. 177-193.
- Sugden, D.E et Watts, S.H. 1977. Tors, felsenmeer, and glaciation in northern Cumberland Peninsula, Baffin Island. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14: 2817-2823.
- Sugden, D.E., Hulton, N.R.J. et Purves R.S. 2002. Modelling de inception of the Patagonian icesheet. *Quaternary international*, 95-96: 55-64.
- Taboada, T. et Garcia, C. 1999. Pseudomorphic transformation of plagioclases during the weathering of granitic rocks in Galicia (NW Spain). *Catena*, 35: 291-302.
- Tardy, Y., Bocquier, G., Paquet, H. et Millot, G. 1973. Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography. *Geoderma*, 10: 271-284.
- Tardy, Y. 1997 *Petrology of laterites and tropical soils. Éditeurs* : Rotterdam, Netherlands; Brookfield, Ann Arbor, Balkema, 408 p.
- Thomas, R.V. 1977. Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St-Lawrence valley system. *Géographie physique et Quaternaire*, 31: 347-356.
- Thorez, J. 2003. L'argile, minéral pluriel. *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège*, 72 : 19-70.
- Vasquez, F.M. 1981. Formation of gibbsite in soils and saprolites of temperate-humid zones. *Clay Minerals*, 16: 23-52.
- Velde, B. 1992. Introduction to clay minerals: chemistry, origins, uses and environmental significance. 1^{ère} édition, Chapman and Hall, New York, 198 p.
- Veillette, J.J. 1988. Observations sur la géologie glaciaire du nord-est de la Gaspésie, Québec. Commission géologique du Canada, Recherche en cours, Partie B, Étude 88-1B, pp.209-220.

- Veillette, J.J et Cloutier, M. 1993. Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec. Commission géologique du Canada, carte 1804-A, échelle : 1/250 000.
- Wang, C. et Ross, G.J. 1989. Granitic saprolites: their characteristics, identification and influence on soil properties in the Appalachian region of Canada, *Zeitschrift für Geomorphologie (supplements)*, B72: 149-161.
- Wang, C., Ross, G.J., Gray, J.T., et Baron-Lafrenière, L. 1982. Mineralogy and genesis of saprolite and weathered soils in the Appalachian region of Canada. *Maritime Sediments and Atlantic Geology*, 18:130-138.
- Whalley W.B. 1996. Scanning electron microscopy. *Dans Past glacial environments: sediments, forms, and techniques. Éditeur: John Menzies, Butterworth-Heinemann Boston*, pp. 357-375.
- White, S.E. 1976. Rock glaciers and block fields, Review and new data. *Quaternary Research*, 6: 77-97.
- Yatsu, E. 1988. The nature of weathering : an introduction. Sozosha : Tokyo, 624 p.
- Yeh, H.W. et Epstein S. 1978. Hydrogen isotope exchange between clay minerals and sea water, *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 42: 140-143.
- Zelazny, L.W., White, G.N. 1989. The pyrophyllite-talc group. *Dans Minerals in soil environments. Seconde édition. Éditeurs : J. B. Dixon et S.B. Weed. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, Book Series 1*, pp. 527- 549.

ANNEXE 1 :

Résultats des analyses géochimiques (isotopes stables)

Le tableau suivant présente les résultats obtenus pour l'analyse des isotopes stables d'oxygène et d'hydrogène sur deux fractions granulométriques de l'échantillon MJC2-P (échantillon prélevé à une profondeur de 270 cm dans une coupe du mont Jacques-Cartier). L'analyse complète de ces résultats dépasse les objectifs de ce mémoire de maîtrise. Ainsi, ces données ne sont présentées qu'à titre indicateur et le commentaire qui les suit ne constitue pas une analyse exhaustive. Ces données pourront cependant servir de base pour des analyses plus poussées, dans des études ultérieures.

Résultats :

	δO^{18} (‰)	δD (‰)
< 1 μ m	9.48	-78.1
< 2 μ m	9.96	-73.3

Commentaire :

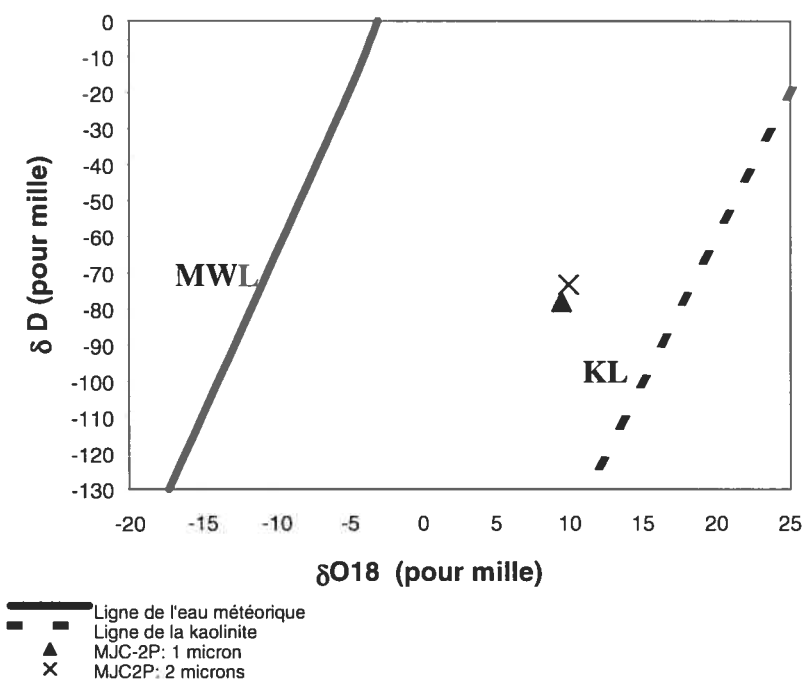
Pour une bonne analyse de la composition isotopique de profil de sols, il est important de prendre en considération les valeurs de l'eau météorique locale. Effectivement, le processus de météorisation nécessite communément de larges quantités d'eau météorique; les minéraux argileux produits durant l'altération sont donc susceptibles d'avoir des concentrations isotopiques complètement différentes de celles du matériel parental et être plutôt en équilibre isotopique avec l'eau météorique locale (Lawrence 1970, Lawrence et Taylor, 1972). Cet équilibre, selon Savin et Epstein (1970), se traduit par une variation de + 27‰ d'O¹⁸ et de -30 ‰ de D des valeurs de la kaolinite par rapport à l'eau météorique. Ajoutons, de plus, que les valeurs de l'eau météorique varient en fonction du climat; elles sont généralement plus faibles dans les climats froids.

À partir des données ici obtenues, on peut conclure que la kaolinite analysée dans l'échantillon du mont Jacques-Cartier ne provient pas d'une altération produite au Tertiaire. Les valeurs d' δO^{18} sont effectivement trop basses pour résulter d'une

météorisation sous climat tropical : sous un climat chaud, l'eau météorique a des valeurs rarement en deçà de -5‰ et , pour être en équilibre, la kaolinite aurait donc dû avoir des valeurs d' δO^{18} avoisinant les 20‰ (Longstaffe 2005, communication personnelle) ce qui est largement au-dessus de ce qui est observé.

En admettant tout de même que les valeurs d' δO^{18} de l'échantillon MJC-2P soient la résultante d'une altération météorique, celle ci aurait dû se produire sous un climat froid. Selon Dr. Longstaffe (communication personnelle, 2005), en tenant compte de l'équilibre isotopique existant entre les valeurs de l'eau et de la kaolinite, l'eau impliquée dans une altération telle que celle observée ici devrait avoir une valeur de -16‰ , si la température était de 25°C (toutefois, en considérant que la température moyenne de la Gaspésie est en deçà de 25°C , la composition isotopique de l'eau devrait être encore plus basse). Notons d'ailleurs de même que, selon Lawrence et Meaux (1993), les valeurs de l'eau météorique actuelle (present day meteoric water) en Gaspésie serait aux alentours de -12.5‰ . Toutefois, sur les sommets où la température annuelle est plus froide, on peut soupçonner que cette valeur est plus basse. Ces résultats concordent avec les résultats d' δO^{18} obtenus dans les analyses effectuées ici. En vue d'une meilleure compréhension des données, il serait cependant intéressant d'analyser les concentrations isotopiques de la roche en place et de l'eau météorique en provenance du même sommet.

Les résultats des échantillons du mont Jacques-Cartier sont rapportés dans le graphique de la page suivante. Les lignes de référence présentes sur le graphique sont la ligne d'eau météorique (Meteoric Water Line) selon Craig (1961) et la ligne de kaolinite (Kaolinite Line) qui représente les variations isotopiques de la kaolinite en provenance des environnements d'altération de surface, selon Savin et Epstein (1970). Les résultats de l'échantillon MJC-2P sont sensiblement éloigné de cette ligne de kaolinite.



Ces valeurs contrastent avec celles obtenues dans de multiples autres études (Sheppard, 1977; Savin et Epstein 1970, Lawrence, 1970; Gilg et *al.*, 2003) où la concentration isotopique des échantillons de kaolinite météorique s'approche de la ligne de kaolinite. On peut considérer que les valeurs d' δO^{18} et d' δD obtenues au mont Jacques-Cartier sont relativement faible : à titre comparatif, des analyses similaires effectuées sur des échantillons d'un batholite dans le sud-ouest de l'Angleterre (Sheppard, 1977), et sur divers profils de sols américains (Lawrence et Taylor, 1972), ont toutes des valeurs d' δO^{18} et d' δD aux alentours de 20 ‰ et de -60 ‰. Ajoutons, de plus, que les valeurs obtenues pour le mont Jacques-Cartier se rapprochent des valeurs observées dans certains granites plutoniques non altérées (δO^{18} variant entre 8.4‰ et 10.2‰, selon Sheppard, 1977) .

Ces quelques constations de base devraient cependant être poussée plus loin afin de déterminer clairement l'origine météorique ou hydrothermale de la kaolinite présente dans les Appalaches gaspésiennes. Ainsi, il faudrait :

1. Déterminer précisément la valeur de l'eau météorique de la région.
2. Déterminer les valeurs isotopiques des minéraux du matériel parental : ils donnent d'importantes informations sur l'équilibre isotopique aux températures magmatiques.
3. Mieux évaluer la possibilité des échanges entre l'eau météorique et la kaolinite.
4. Faire une analyse à plus grande échelle, sur plusieurs échantillons des Appalaches gaspésienne.


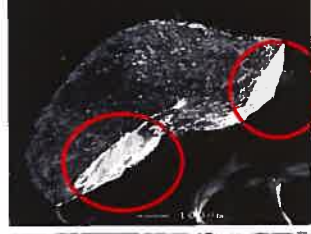





Ces données méritent certainement une analyse plus approfondie et, pour l'instant, elles ne permettent pas d'exclure l'hypothèse d'une altération météorique des dépôts. Notons d'ailleurs que selon Dr Longstaffe (2005, communication personnelle) cette possibilité demeure tout à fait envisageable. De plus, un autre élément permet d'ailleurs de supporter cette hypothèse : une carotte de roche en place, prélevée sur une profondeur de 30 mètres dans un site à proximité du diamicton altéré (MJC-2) est constituée de roche saine, ne révélant aucune trace de processus liés à l'hydrothermalisme. Ainsi, il s'avère probable que la kaolinite de la coupe du mont Jacques-Cartier soit la résultante de la météorisation *in situ*.

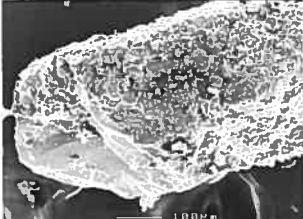

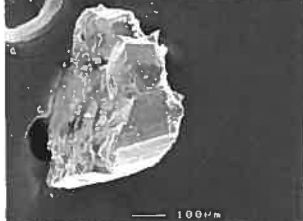


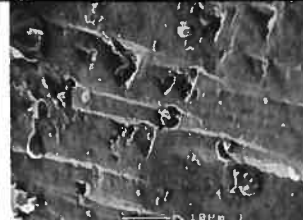
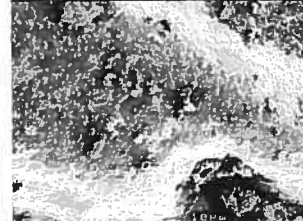
ANNEXE 2 :

Définition des différentes marques d'altération

(Pour faciliter la comparaison avec d'autres textes sur le même sujet, l'équivalence anglaise de chaque terme est indiquée entre parenthèses)

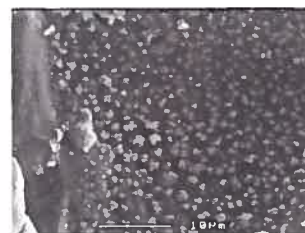
Terme	Définition	
Forme générale du grain		
1. Arrondi (<i>Rounded</i>)	Concerne la forme du grain et l'émoussée des arêtes. Un grain arrondi a les arêtes très émoussées. Le contour apparent de l'objet s'approche de celui d'une sphère.	
2. Subarrondi (<i>Subrounded</i>)	Concerne la forme du grain et l'émoussée des arêtes. Le grain subarrondi est «presque arrondi» mais sa forme s'apparente un peu moins à celle d'une sphère, et certaines arêtes ont un faible émoussée.	
3. Subangulaire (<i>Subangular</i>)	Concerne la forme du grain et l'émoussée des arêtes. Le grain subangulaire a une forme «presque angulaire», mais certaines faces peuvent être arrondies et certaines arêtes peuvent présenter un fort émoussée.	
4. Angulaire (<i>Angular</i>)	Concerne la forme du grain et l'émoussée des arêtes. Dans un grain angulaire, les arête sont nettes, les différentes faces d'un grain sont facilement délimitées.	
5. Faible relief (<i>Low relief</i>)	Surface relativement lisse sans irrégularités topographiques.	
6. Relief moyen (<i>Medium relief</i>)	Surface semi-lisse avec des irrégularités topographiques causées par des impacts ou par la météorisation.	

7. Fort relief <i>(High relief)</i>	Surface à topographie irrégulière avec bombements et dépressions prononcés sur toute la surface.	
Traces d'action mécanique		
8. Face fraîche <i>(Fresh surface)</i>	Surface non altérée, sans structures liées à la dissolutions ou à la précipitation. Souvent observable sur les grains en provenance du matériel source et non encore altérés ou sur des grains récemment fracturés.	
9. Marque de percussion en forme de V <i>(V-shaped percussion crack)</i>	Fracture en forme de V de grandeur et de profondeur variables à la surface du grain	
10. Abrasion des arêtes <i>(Edge rounding)</i>	Arêtes arrondies, ayant fréquemment une courbure parabolique.	
11. Fracture conchoïdale <i>(Conchoidal fracture)</i>	Fracture courbée avec une apparence côtelée, nervurée.	
12. Cupule d'arrachement <i>(Chattermark)</i>	Microtexture souvent associée à un arrachement d'une fraction du grain. Elle est souvent représentée par une série de lignes parallèles.	
13. Broyage <i>(Radial fracture; grinding)</i>	Fractures et marques linéaires rayonnant autour d'un centre: lieu de l'impact. Le nombre de fractures et la distance entre elles sont reliés au degré d'énergie absorbée dans la collision.	

14. Particules adhérentes <i>(Adhering particles)</i>	Fragments de particules à la surface du grain, souvent associés à l'action glaciaire.	
15. Strie et cannelure <i>(Scratch and groove)</i>	Dépression allongée à la surface des grains, communément associée à l'action glaciaire : les grains les plus durs, sous l'effet des pressions, rainent les grains de dureté égale ou moindre.	
16. Plan fracturé <i>(Fracture face)</i>	Fracture lisse et propre le long de la surface du grain. Cette forme peut être plate ou légèrement courbée, mais elle est bien définie et non arrondie.	
17. Trace en coup d'ongle <i>(Crescentic gouge)</i>	Dépression allongée en forme d'arc attribuée souvent à l'action éolienne.	
18. Surface tourmentée avec facettes redressées <i>(Upturned plate)</i>	Surface irrégulière possédant plusieurs facettes de différentes grandeurs ainsi que plusieurs morceaux partiellement décrochés.	
Altérations d'origine chimique reliées aux modifications postdépositionnelles		
19. Alvéoles d'attaques chimiques orientées <i>(Oriented etch pits)</i>	Figures géométriques de dissolution, le plus souvent en forme de V, toutes orientées dans la même direction et parfois enchassées l'une dans l'autre.	
20. Surface matte <i>(Dulled surface)</i>	Surface devenue matte et relativement lisse sous l'effet de la déposition de silice et de la dissolution. (sur la photo ci-contre, la surface matte a été en partie recouverte de particules adhérentes.)	

21. Fleurs de silice
(*Silica Flowers*)

D'un diamètre compris entre 1 et 20 microns. Se forment sur des quartz soumis à des phénomènes de précipitation de silice. Le stade primaire correspond à des globules de silice, tandis que les fleurs plus évoluées ont une organisation rayonnante reliant la périphérie à leur centre.



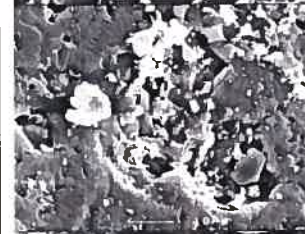
22. Crevasse de dissolution
(*Solution crevasse*)

Cavité linéaire à la surface du grain provenant généralement de l'altération de la enrobement de silice antérieurement déposée sur le grain.



23. Trou de dissolution
(*Solution pit*)

Cavité circulaire à la surface du grain provenant généralement de l'altération de la enrobement de silice antérieurement déposée sur le grain.



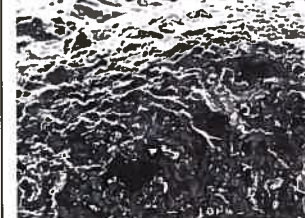
24. Écaillage
(*Scaling*)

Détachement ou soulèvement d'une fine écaille ou lame du grain sous l'effet d'une désagrégation liée à l'altération. Parfois aussi desquamation.



25. Surface irrégulière de dissolution-précipitation
(*Irregular surface of solution-precipitation*)

Grain présentant une surface complexe caractérisée tant par des structures de dissolutions que par la présence de précipités.



26. Pellicule silicieuse
(*Silica pellicule*)


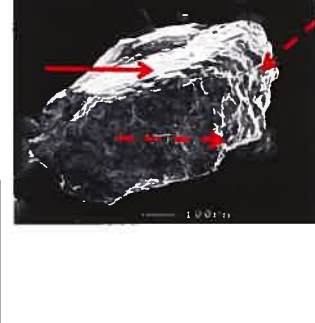
Recouvrement de silice à la surface des grains se produisant durant la diagenèse ou résultant de la pédogenèse. N.B. Sur la photographie ci-contre, cette pellicule silicieuse est craquelée (structures de dessiccation identifiées par les flèches).



27. Carapace
(*Carapace*)

La silice n'est pas déposée en pellicule sur l'ensemble de la surface, mais plutôt comme un simple placage localisé

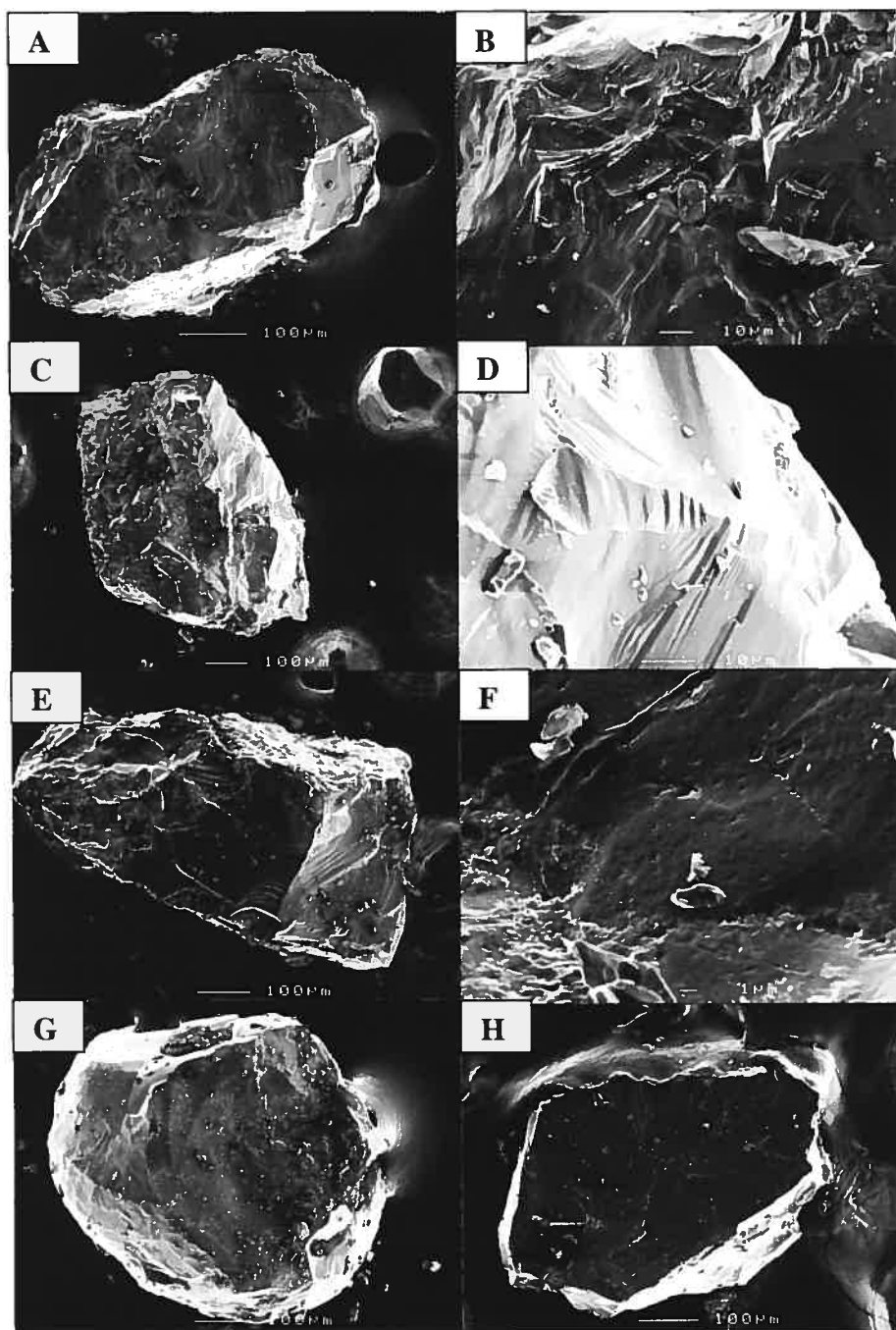


28. Lamelles de croissance cristalline (<i>Crystalline overgrowth</i>)	Croissance de formes cristallines, suite à la déposition de minéraux en solution.	
29. Surface préaltérée (<i>Preweathered surface</i>)	Grain altéré chimiquement puis ayant, par la suite, subi des épisodes de transport, révélées à sa surface par la présence de marques d'altération mécanique. (Sur la photo ci-contre, le grain est pourvu d'une carapace de silice (flèche pleine), et diverses marques d'action mécanique (flèches en pointillé) sont observables sur celle-ci)	

ANNEXE 3 :

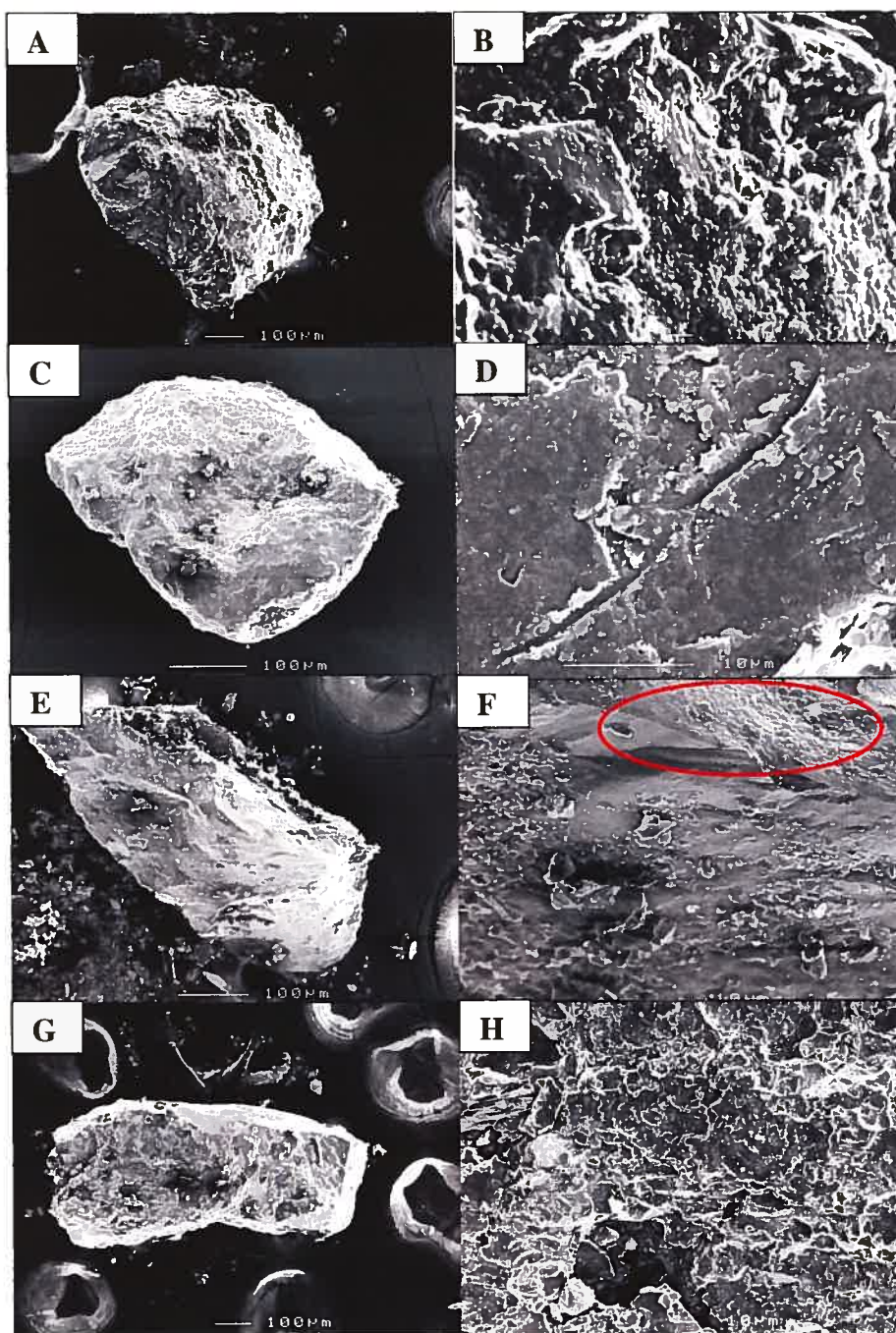
**Exemples de grains des différentes zones à l'étude
(Planches I à VI)**

Planche I : Exemples de grains du mont Jacques-Rousseau



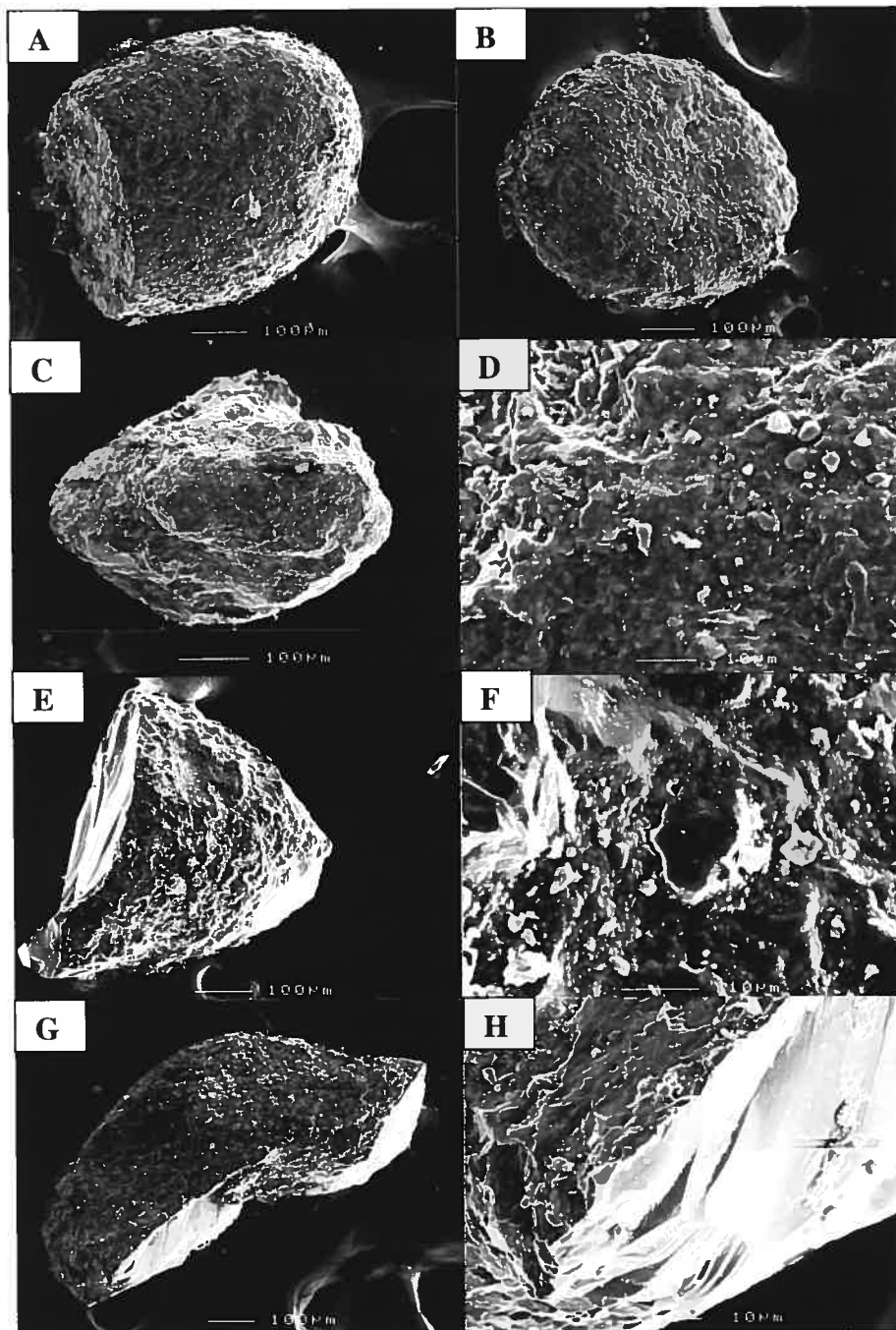
A) Grain angulaire peu altéré chimiquement; B) Cassures conchoïdales à la surface du grain A; C) Grain avec les arêtes très peu émoussées; D) Cassures conchoïdales et cupules d'arrachement à la surface du grain C; E) Grain avec plusieurs fractures conchoïdales et des arêtes aiguës; F) Dépôt de silice et amorce de trous de dissolution à la surface du grain E; G) Grain aux arêtes émoussées, avec dépôt de silice et certaines fractures à sa surface; H) Grain sans marque d'altération chimique ou physique.

Planche II : Exemples de grains en provenance de la Virginie



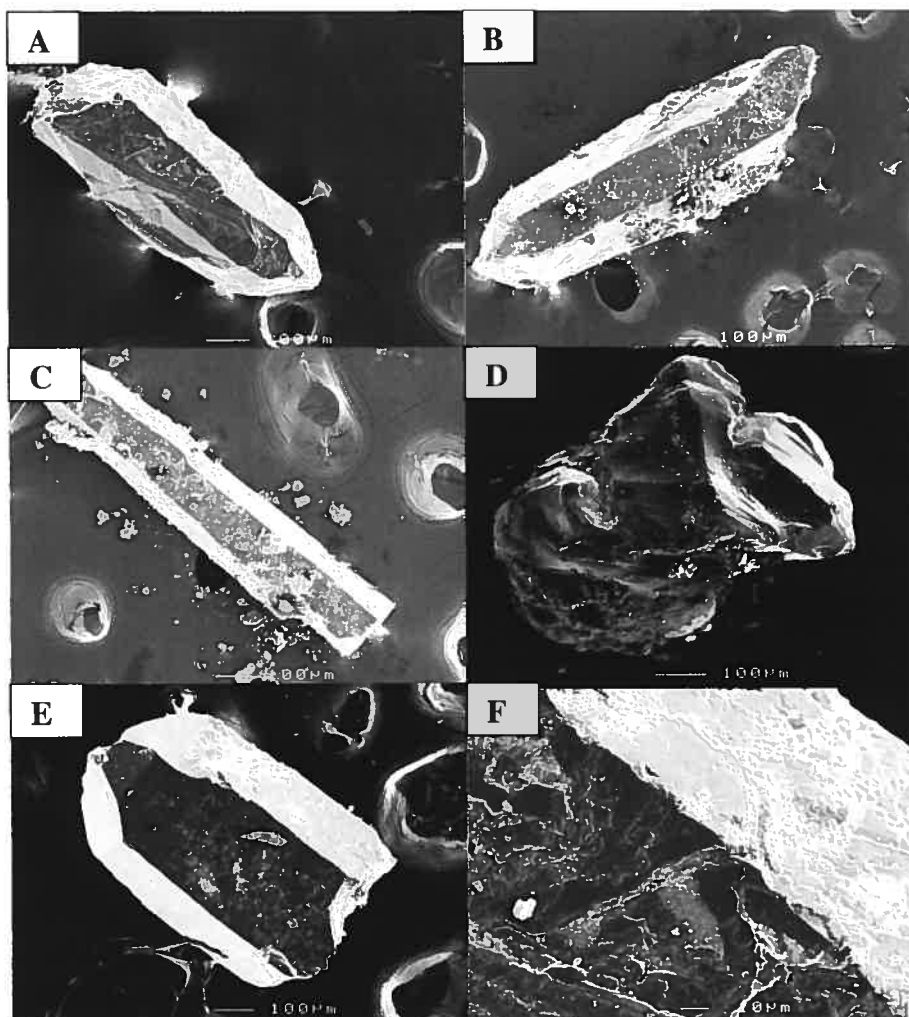
A) Grain irrégulier, avec les faces émoussées; B) Précipitation de silice à la surface du grain A (selon les analyses au microprobe); C) Grain recouvert de précipitation de silice; D) Desquamation et crevasses de dissolution dans le recouvrement de silice à la surface du grain C; E) Grain angulaire avec précipitation de silice et particules adhérentes; F) Début de fleurs de silice à la surface du grain E; G) Grain angulaire avec recouvrement de silice; H) Trous de dissolution et desquamation à la surface du grain G.

Planche III : Exemples de grains en provenance de la zone sommitale de la Gaspésie



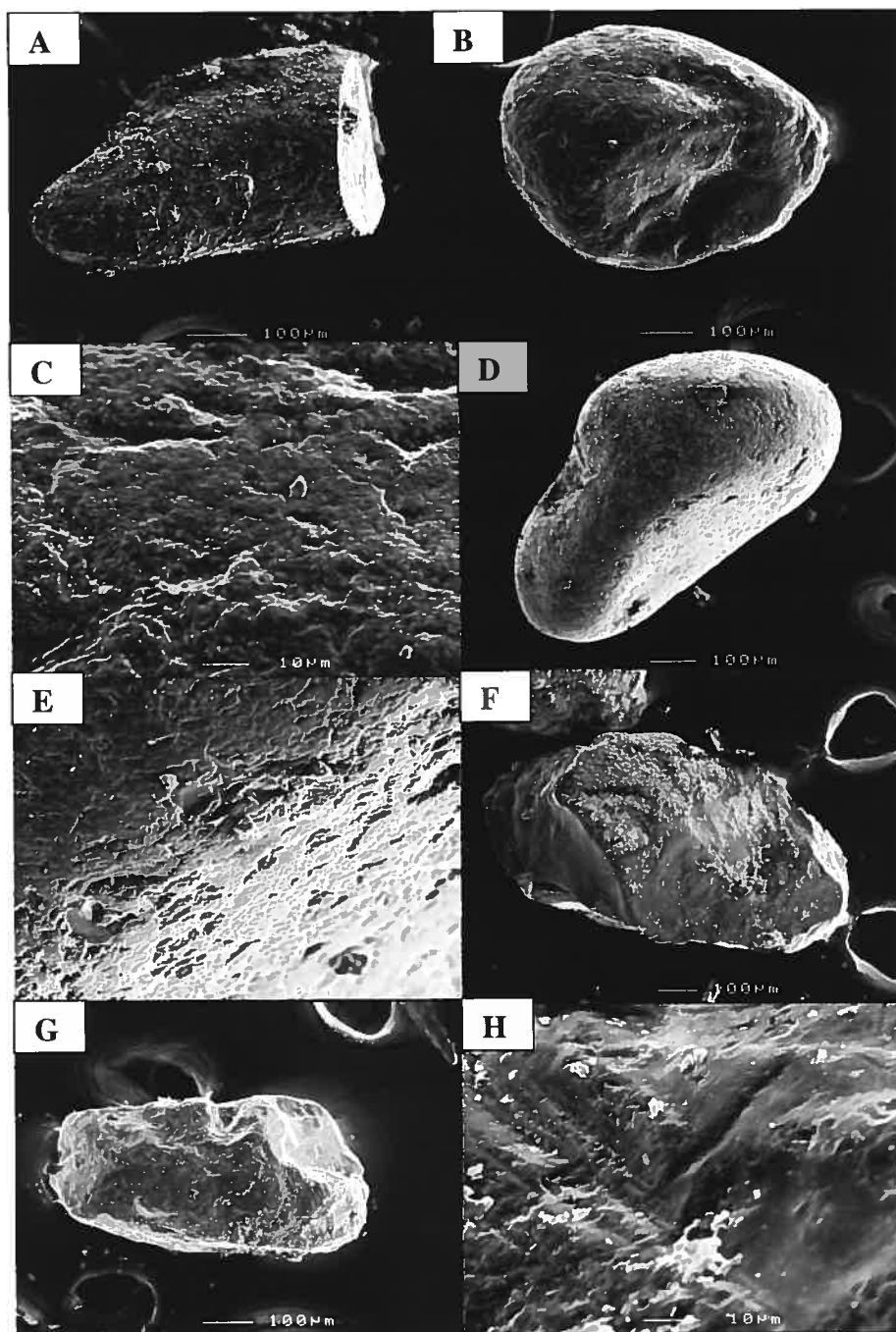
A) et B) Échantillons très altérés, avec arêtes émoussées et surfaces irrégulières de dissolution-précipitation; C) Échantillon très altéré avec arêtes émoussées, précipitation de silice et surface irrégulière ; D) Surface irrégulière de dissolution-précipitation à la surface du grain C; E) Grain altéré chimiquement avec une cassure fraîche; F) Surface avec précipitation de silice et fente de dessiccation sur l'agrandissement d'une partie du grain E; G) Grain altéré chimiquement avec une cassure fraîche; H) Fracture conchoïdale sur la face fraîche du grain G.

Planche IV : Exemples d'aiguilles de quartz en provenance de la zone sommitale de la Gaspésie



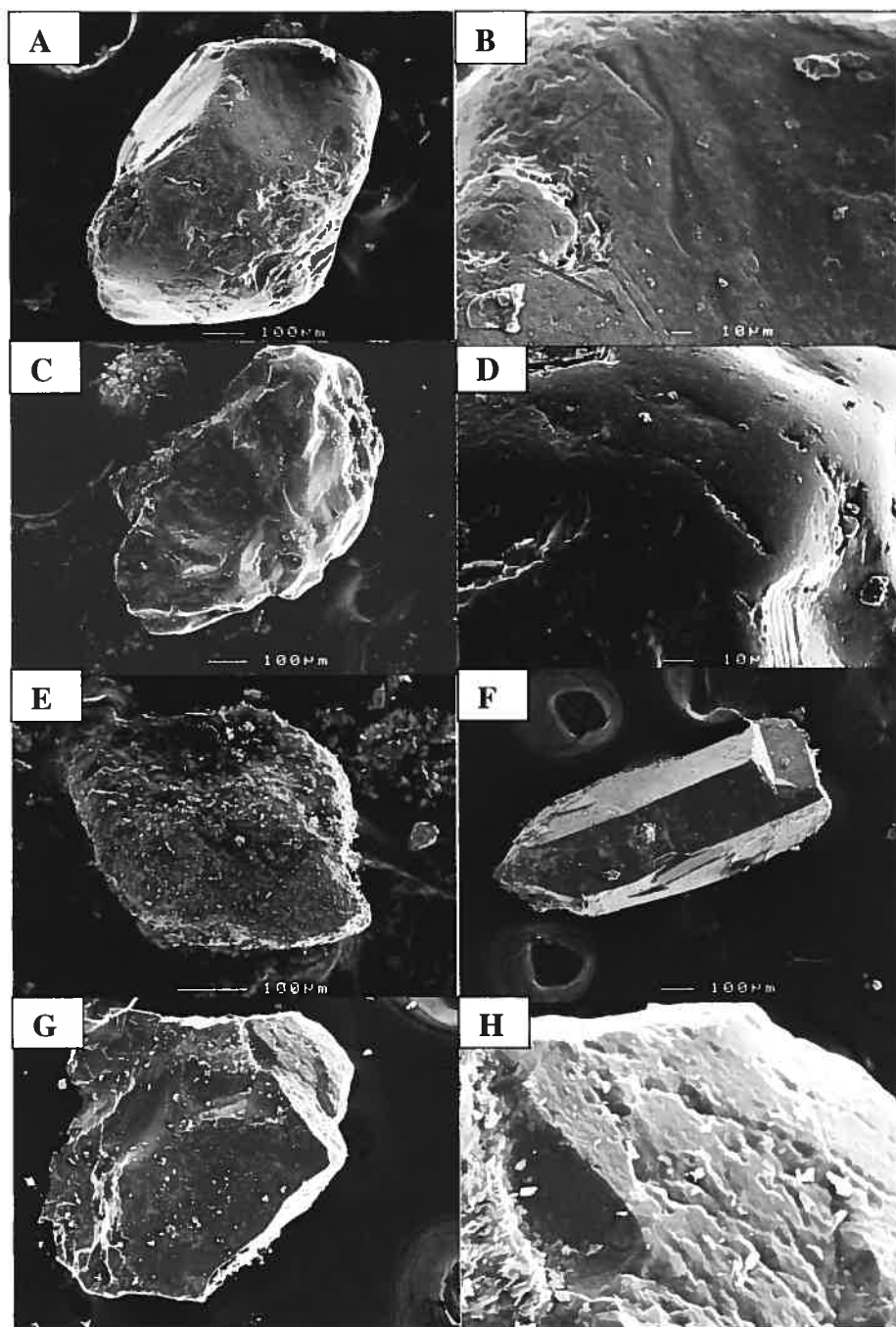
A, B,C) Exemples d'aiguilles de quartz observables dans les échantillons sommitaux; **D)** Grain de quartz comprenant une aiguille intégrée à sa structure; **E)** Aiguille de quartz fracturée; **F)** Altération chimique à la surface d'une aiguille de quartz; les arêtes sont encore nettes et peu émoussées.

Planche V : Exemples de grains en provenance du mont Chauve



A) Grain très altéré typique de l'échantillon du mont Chauve (avec arêtes émoussées, particules adhérentes, surface irrégulière) ; B) Grain arrondi, avec des marques de percussion à sa surface, d'origine possiblement éolienne; C) Gros plan de la surface du grain B : déposition de silice et traces de chocs; D) Grain arrondi, possiblement d'origine éolienne; E) Surface du grain D : on y voit des traces en coup d'ongle et peu de dissolution-précipitation; F) Grain d'origine possiblement glaciaire avec surface matte et particules adhérentes; G) Grain d'origine glaciaire; H) Stries et rainures à la surface du grain G.

Planche VI : Exemples de grains en provenance de sites de la zone d'action glaciaire



A) Grain d'origine possiblement glaciaire avec surface matte, abrasion des arêtes et certaines fractures; **B)** Gros plan de la surface du grain A : on y voit certaines stries; **C)** Grain d'origine possiblement glaciaire, avec un fort relief et une bonne abrasion des arêtes **D)** Stries et cannelures à la surface du grain C; **E)** Grain fortement altéré avec particules adhérentes; **F)** Aiguille de quartz; **G)** Grain d'origine glaciaire; **H)** traces d'impacts à la surface du grain G.